

Р. А. ХАЗОВ

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ
ОСОБЕННОСТИ
ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ
СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ**

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р
КАРЕЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ
Институт геологии

Труды

Выпуск 15

Р. А. ХАЗОВ

**Геологические
особенности
оловянного оруденения
Северного Приладожья**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Ленинград 1973

1973 г.
Геологические особенности оловянного оруденения Северного При-
ладожья. Хазов Р. А. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1973,
стр. 1—87.

Монография посвящена среднепротерозойским оловоскарновым месторождениям — самым древним из известных в СССР. В ней рассматриваются геолого-геохимические особенности гранитоидов района, геологоструктурные особенности локализации и размещения оловянного оруденения, минералогии оловоносных скарнов и стадии минералообразования. Высказываются соображения о развитии процессов скарно- и рудообразования, а также об источниках олова при формировании оловянного оруденения и его возрасте. На основании литературных данных рассматриваются черты сходства и отличия оловянного оруденения Северного Приладожья с однотипными проявлениями Средней Азии, Юго-Восточного Китая и Центральной Европы. В заключение оцениваются перспективы оловянного оруденения и рассматриваются поисковые критерии.

Рис. — 18, табл. — 28, библи. — 47 назв.

Ответственный редактор
проф. С. Ф. ЛУГОВ

© ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА», ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ, 1973 г.

X $\frac{0292-1079}{042 (02)-73}$ 697-72



ВВЕДЕНИЕ

В Северном Приладожье еще с начала прошлого века известно большое Питкярантское месторождение олова, меди, цинка и железа. К началу XX в. в непосредственной близости от него (3—5 км) было выявлено еще несколько аналогичных по составу руд, но более мелких месторождений (Новое рудное поле, Хопунвара, Люпикко, Хепоселька). Однако последующие поисково-разведочные работы, проводившиеся в районе вплоть до 1960 г., не дали существенных результатов.

Новым этапом в геолого-поисковых работах в этом районе следует считать работы Карельской геологической экспедиции Северо-Западного геологического управления, начатые в 1960 г. Этот период отличается широким применением современных методов геологических исследований (геохимических, геофизических и др.), в том числе значительным объемом поисково-картировочного бурения. В результате проведенных работ были выявлены новые рудопроявления и месторождения оловянных, олово-полиметаллических, вольфрамовых, полиметаллических и других руд. Отдельные из них, и прежде всего проявления оловянного оруденения, по своим масштабам и качеству сырья могут представлять практическую значимость. Эти открытия позволили переоценить перспективы оловоносности Северного Приладожья и обосновать целесообразность производства в этом районе геологоразведочных работ на олово.

В основу предлагаемой читателю работы положены более чем десятилетние исследования автора. Одновременно в ней использованы материалы других исследователей, работавших здесь в разное время.

Химические и спектральные анализы, приводимые в книге, выполнены в Центральной химической лаборатории Северо-Западного геологического управления. Кларковые определения олова и других редких элементов были произведены в лаборатории физических методов анализа ИМГРЭ и в лаборатории ВИМСа; определения абсолютного возраста гранитов К-Аг методом по биотитам — в лаборатории ВСЕГЕИ.

Автор считает своим приятным долгом выразить глубокую благодарность Л. И. Шабынину, И. Ф. Григорьеву, Е. И. Долмановой, К. Д. Субботину, М. Г. Руб, А. Б. Павловскому, С. М. Александрову, И. Н. Кигаю и другим товарищам за их замечания и добрые пожелания. Особенно признателен автор ответственному редактору работы С. Ф. Лугову.

СОСТОЯНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ РАЙОНА

Территория Северного Приладожья своими минерально-сырьевыми ресурсами с давних времен привлекала внимание горной промышленности.

В истории геологического изучения района отчетливо выделяются два периода: до 1940 г. и с 1940 г. по настоящее время. Первый период охватывает время с конца XVIII—начала XIX в. до 1940 г. Этот период, особенно его первая половина, характеризуется проведением несистематических исследований. Наиболее ранние работы носили в основном географический характер. Первые публикации о находке полезных ископаемых в Северном Приладожье относятся к 1812 г. (Фурман, 1812).

Начиная со второй половины XIX в. появляются многочисленные работы, посвященные изучению горных пород, полезных ископаемых, разработке основ стратиграфического подразделения докембрийских образований, а также ряд статей и заметок по минералогии, истории разработок, добыче, технологии и переработке руд Питкярантского месторождения. Первой работой, в которой детально рассматриваются вопросы геологии Питкярантского района, минералогии и генезиса руд, является работа А. Торнебома (Törnebohm, 1891), позднее почти целиком использованная в монографии О. Трюстедта (Trüstedt, 1907). В указанной монографии приводится подробнейшая библиография, исторический очерк исследований месторождения и их разработки, данные о количестве добытых металлов, описание общей геологии района, отдельных месторождений, минералогическая и химическая характеристика руд, сведения об имевшихся представлениях о генезисе месторождений, в том числе и представления автора о связи оруденения с интрузией гранитов рапакиви и о более раннем, предшествовавшем оруденению, процессе скарнообразования, вызванного интрузией серых постладожских гранитов.

В 1934—1938 гг. на территории Питкярантского рудного узла М. К. Пальмунен (акционерное общество «Питкяранта») провел поисково-рекогносцировочные работы с целью оценки глубоких горизонтов Старого рудного поля (собственно Питкярантское месторождение) и поисков рудных тел в пределах Нового рудного поля (рудные тела Герберц I, II) и рудного поля Хопунвара (рудные тела Клара, Коскелло, Бек). На основании этих работ М. К. Пальмуненом была дана положительная оценка перспектив Питкярантского рудного узла (Palmunen, 1939).

По материалам Торнебома, Трюстедта, Пальмунена и др., история работы Питкярантских рудников представляется следующим образом. После открытия Питкярантского месторождения в 1810 г. добыча руды была начата в 1814 г. и закончилась в 1904 г. в связи с малодоходностью горнорудного предприятия, которое за этот период перепродавалось около 15 раз. Вначале на месторождении добывались преимущественно медные руды, затем в 60-х годах XIX столетия вместе с медью росла добыча олова, а с 90-х годов добывались главным образом железные руды. Масштабы добычи постоянно менялись: то увеличивались, то уменьша-

лись, а в целом оставались относительно небольшими. Из всех рудников с 1814 по 1904 гг. было добыто руды около 1100 тыс. т, меди 6.5 тыс. т, олова 0.5 тыс. т, серебра 11 000 кг и железа более 100 тыс. т.

Исследования советских геологов на Питкярантском месторождении были начаты в 1940 г. силами Главгеологии Наркомцветмета СССР (А. М. Даминова, К. В. Скворцова и др.) и вскоре прерваны Великой Отечественной войной.

Послевоенный период изучения Северного Приладожья характеризуется широким размахом и большим разнообразием исследований, которые осуществлялись Северо-Западным геологическим управлением, Северной экспедицией, Союзредметразведкой, Карельским филиалом АН СССР, Институтом геологии Карельского ФАН СССР и др. В этот начальный период был проведен комплекс поисковых и поисково-разведочных работ на олово и редкие металлы. В 1945 г. А. М. Даминовой по результатам проведенных исследований написана кандидатская диссертация «Петрография Питкярантского района Карело-Финской СССР». В 1949—1951 гг. проводились геолого-поисковые работы как на самом Питкярантском месторождении (Г. В. Суйковский, Н. И. Лобанов и др.), так и на обширной площади, прилегающей к месторождению с севера (О. С. Суханова). Попутно было установлено, что Питкярантское комплексное месторождение практически выработано, а оставшиеся залежи руд представляют собой мелкие линзовидные тела. Работы носили узконаправленный характер и не сопровождались изучением полиметаллического и оловянного оруденений. Как следствие этого здесь не были выявлены новые рудопроявления олова, а в пределах известного тогда Кительского рудопроявления было установлено только цинковое оруденение, получившее отрицательную оценку.

Результаты многочисленных исследований того времени по тектонике, метаморфизму и гранитизации пород ладожской формации были обобщены в монографии Н. Г. Судовикова (1954). Изучением стратиграфии ладожской формации в 1948—1958 гг. занимались Л. Н. Потрубович, А. М. Миндлина, О. Н. Анищенко, Л. Я. Харитонов (1966), К. О. Кратц (1963), Н. Ф. Демидов и В. А. Соколов (1958) и др. Изучению постладожского магматизма посвящены работы Г. М. Саранчиной (1948, и др.) и Т. В. Перекалиной (1962, и др.).

С 1960 г. и по настоящее время Карельская геологическая экспедиция на территории Северного Приладожья проводит геологическую съемку и поиски (Ю. А. Вильтер, Г. В. Макарова, Р. А. Хазов, В. И. Хазова, А. Ф. Степанков, А. И. Филимонов и др.). Поисковые работы сопровождались магнитометрическими, электроразведочными съемками крупного масштаба, проводившимися партией Северо-Западного геофизического треста под руководством Р. И. Вербицкого. В результате этих исследований были выявлены новые проявления оловянного, вольфрамового, полиметаллического и других оруденений как в пределах известного Питкярантского рудного поля (Хопунвара, Люпикко, Хепоселька), так и за его пределами (Кителя, Кулисмайокские, Уксинские и др.). Металлогенические исследования в этом районе проводились А. А. Предовским и др. (1965), а также В. В. Яковлевой (1968). С 1966 г. изучение геологии, минералогии и генезиса оловянного оруденения района проводит Институт геологии Карельского филиала АН СССР (Хазов, 1966, 1967, 1968, и др.).

Примерно в это же время (1961—1964 гг.) Институтом геологии Карельского филиала АН СССР проводится исследование Салминского (Питкярантско-Тулумозерского) массива гранитов рапакиви как возможного источника керамического сырья (А. С. Пекки); одновременно изучаются вопросы его петрологии (Свириденко, 1968).

Таким образом, существующие представления по стратиграфии, магматизму и генезису оловянно-полиметаллического оруденения в Северном Приладожье сводятся к следующему.

1. Стратиграфическое положение ладожской формации, включая выделенную К. О. Кратцем сортавальскую серию, является дискуссионным. По К. О. Кратцу (1963), образования этой формации являются нижнепротерозойскими, напротив, Л. Я. Харитонов (1966) относит их к среднему протерозою.

2. Относительно природы куполов гнейсо-гранитов и их возраста существуют три точки зрения: 1) гнейсо-граниты куполов являются самыми древними образованиями района и представляют собой «окна» архейского фундамента (Кратц, 1963, и др.); 2) гнейсо-граниты куполов являются глыбами древнего основания, тектонически внедрившимися в более молодые ладожские образования (Судовиков, 1954) и 3) купола гнейсо-гранитов — складчатые (синкинематические) образования ладожской формации, представляющие собой продукты ультраметаморфизма (Eskola, 1952) или синкинематические интрузии (по А. М. Даминовой).

3. Питкярантско-Тулдозерский массив гранитов рапакиви имеет простое (Билибина, 1960, и др.) или сложное (многофазное) строение (Свириденко, 1968). Возраст его также трактуется по-разному: одни (Кратц, 1963; Свириденко, 1968, и др.) считают массив иотнийским (верхнепротерозойским), другие (Судовиков, 1967; Харитонов, 1966) — среднепротерозойским. В. В. Яковлева граниты рапакиви, развитые в экзоконтактной зоне массива, связывает с проявлением постпротерозойской автономной тектономагматической активизации.

4. Скарны, по Н. Г. Судовикову (1960), образовались в результате ультраметаморфизма и контактово-реакционных процессов вблизи гранитов рапакиви; по О. Трюстедту (Trüstedt, 1907), их образование связано с интрузией серых постладожских гранитов, а по А. М. Даминовой, — с интрузией гнейсо-гранитов.

5. На генезис олово-полиметаллических руд Питкярантского месторождения имеется несколько точек зрения: 1) оруденение генетически связано с интрузией гранитов рапакиви (Trüstedt, 1907, и др.), 2) оруденение генетически связано с интрузией гнейсо-гранитов (А. М. Даминова и др.) и 3) отрицающая связь оруденения с гранитными интрузиями района (Судовиков, 1965).

Как видно из вышеизложенного, по основным вопросам стратиграфии, магматизма и генезиса руд Северного Приладожья, несмотря на многочисленные исследования, не существует единого представления. Разумеется, это не способствовало проведению направленных геологических работ как по олову, так и другим видам минерального сырья. Проведенные исследования дополняют имеющиеся представления по геологии и оловоносности Северного Приладожья и будут способствовать повышению эффективности геологических работ на олово как в этом, так и в других аналогичного строения районах страны.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И МЕТАЛЛОНОСНОСТИ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Северное Приладожье располагается на юге Балтийского кристаллического щита и является юго-восточной частью крупной Восточно-Финляндской синклинали (Кратц, 1963), северо-западная часть которой находится за пределами советской территории — в Финляндии. На юго-востоке и юго-западе синклинали зона прорвана крупными

относительно молодыми массивами гранитов рапакиви — Питкярантско—Туломозерским и Выборгским. На северо-востоке эта зона обрамляет юго-западную оконечность Карельского гранито-гнейсового массива (Харитонов, 1966); на юге граница синклинальной зоны погребена под чехлом отложений Русской платформы.

В геологическом строении Северного Приладожья (рис. 1, см. вклейку) отчетливо выделяются три структурно-литологических яруса: нижний, средний и верхний. Нижний ярус представляет собой докарельский фундамент, слагающий Карельский массив, претерпевший в период карельской складчатости главным образом глыбовые деформации. В пределы Северного Приладожья он заходит лишь своей юго-западной краевой частью. Граница его с образованиями среднего яруса частью тектоническая и достоверно не установлена.

Средний ярус сложен глубоко метаморфизованными, сложноскладчатыми сланцевыми толщами сортавальской и ладожской серий, которые, хотя и имеют общее северо-западное простирание складчатых структур, обладают весьма изменчивым простиранием, что в значительной мере определяется выходами гнейсо-гранитных куполов и Карельского массива. Купола гнейсо-гранитов, составляющие одну из характерных особенностей геологии Северного Приладожья, занимают широкую полосу вдоль северного берега Ладожского озера. В Восточной части указанной полосы (район оловорудных проявлений) купола имеют четкие и согласные контакты со сравнительно узкой зоной мигматитов, возникших по вмещающим их породам сортавальской серии. Для самой западной части этой полосы, расположенной в области развития ультраметаморфизма (Судовиков, 1954), характерно отсутствие структурных и вещественных различий между породами куполов, сортавальской и ладожской серий.

Дизъюнктивные нарушения в породах среднего яруса наиболее отчетливо наблюдаются в карбонатных породах, «обрамляющих» купола. Максимальная интенсивность их проявления характерна для участков с крутыми закруглениями куполов; простирание дизъюнктивов близкое к широтному и меридиональному, падение крутое. По таким разрывным нарушениям в карбонатных породах часто развиваются скарны и оруденение. В сланцах сортавальской и ладожской серий тектонические нарушения обычно приурочены к шарнирам крутых складок, где возникают отслоения, дробление, трещины скалывания и т. д., которые нередко выполнены пегматитовыми и кварцевыми жилами.

Верхний ярус сложен верхнепротерозойскими платформенными образованиями осадочно-вулканогенной салминской свиты, впервые выделенной автором совместно с В. И. Хазовой и А. И. Кайряком.

Среди магматических образований, прорывающих породы сортавальской и ладожской серий, а, возможно, и олигоклазовые гнейсо-граниты краевой части Карельского массива по совокупности геологических факторов могут быть выделены основные раннеорогенные и кислые синкинематические и позднеорогенные интрузии условно ниже-среднепротерозойского возраста, а также более молодая среднепротерозойская посторогенная интрузия гранитов рапакиви.

Самыми молодыми образованиями в Северном Приладожье являются четвертичные отложения, мощным чехлом (до 50—100 м) покрывающие большую его часть.

Н и ж н и й с т р у к т у р н ы й я р у с в Северном Приладожье представлен породами Карельского массива. В строении его участвуют древнейшие олигоклазовые гнейсо-граниты, иногда с сохранившимися реликтами гнейсов, и прорывающие их интрузии габбро-диабазов и плагио-микроклиновых гранитов, связанные, по-видимому, с проявлением Ка-

рельского тектоно-магматического цикла. Интрузии габбро-диабазов и плагио-микроклиновых гранитов обычно приурочены к нарушениям северо-восточного простирання.

Олигоклазовые гнейсо-граниты наиболее широко распространены на юго-западе рассматриваемой части массива. Внешне это серые или темно-серые породы, в большинстве своем имеющие гнейсовидную текстуру. Они состоят из: олигоклаза 50—60%, кварца 20—35%, биотита 9—12%, новообразований микроклина, мусковита, серицита, хлорита, эпидота, карбоната и акцессорных минералов — сфена, апатита, ортита, циркона, турмалина и рудных минералов.

Габбро-диабазы, диабазы и их метаморфизованные разновидности (габбро-амфиболиты и амфиболиты) образуют в олигоклазовых гнейсо-гранитах пластовые тела размером от 150×500 м до 2.5×9 км. Это мелко- и крупнозернистые породы массивной текстуры, состоящие из обыкновенной роговой обманки (45—46%), частично образующей псевдоморфозы по пироксену, альбитизированного плагиоклаза (25—50%), небольшого количества вторичных минералов: хлорита, эпидота, биотита, карбоната и акцессорных — сфена, лейкоксена, пирита, халькопирита и ильменита.

Плагио-микроклиновые граниты слагают как крупные, выдержанные по простиранию тела, размерами $1.5—3 \times 15$ км, так и мелкие тела пластообразной и линзовидной формы, с многочисленными апофизами (согласными и секущими) в олигоклазовых гнейсо-гранитах и амфиболитах.

Граниты состоят из олигоклаза 30—50%, микроклина 20—45%, кварца 25—30%, биотита 5—10%. В тяжелой фракции минералов из этих гранитов (по 7 протоочкам весом 10—12 кг) встречаются: амфибол, пироксены, гранат, эпидот, ильменит, гематит, лимонит, сфен, циркон, апатит, рутил, пирит, топаз, турмалин, реже анатаз. Спорадически отмечены халькопирит, галенит, молибденит, шеелит, фергусонит, ортит.

Широкое распространение в Северном Приладожье имеют глубоко метаморфизованные сложноскладчатые толщи сортавальской и ладожской серий, слагающие средний ярус. Пестрая по составу пород сортавальская серия состоит из двух свит — питкьярантской и соанлахтинской, отличающихся между собой структурно-фациальными особенностями. На породах сортавальской серии согласно залегают слюдястые кварциты, биотитовые и порфиروبластические андалузито-кордиерито-ставролитогранатовые сланцы ладожской серии, представляющие собой измененные песчано-глинистые отложения.

В пределах пород данного яруса пользуются развитием также основные породы раннеорогенной интрузии, представленные метапироксенитами, метагаббро, метагаббро-диабазами, метадиабазами, гнейсо-диоритами, гнейсо-габбро-диоритами, слагающими мелкие тела мощностью от 1—2 до десятков метров и крупные массивы площадью в десятки квадратных километров (Кааламо, Вялимяки и др.).

Питкьярантская свита представлена роговообманковыми сланцами, амфиболитами, метаморфизованными основными экструзивами, которым количественно подчинены карбонатные породы, частью превращенные в кальцифиры и скарны, слюдяные сланцы и кварциты. Породы этой свиты в виде узких зон прослеживаются вдоль куполов гнейсо-гранитов. Широко развитые в кровле куполов полевошпатовые амфиболиты и их мигматизированные разновидности (амфиболсодержащие и другие гнейсы) представляют собой также породы питкьярантской свиты.

В строении этой свиты, по данным Г. В. Макаровой и др., выделяются четыре подсвиты (снизу вверх).

Первая подсвита представлена полевошпатовыми амфиболитами, кварцитами и кварцево-биотитовыми сланцами. Эти породы имеют ограничен-

ное распространение вследствие мигматизации и гранитизации их гнейсо-гранитами куполов. Ими же сложены многочисленные ксенолиты среди комплекса гнейсо-гранитов и мигматитов в куполовидных структурах района. Полевошпатовые амфиболиты состоят: из роговой обманки 30—40%, биотита до 20%, плагиоклаза (олигоклаз—андезин) до 50%. Кварциты — это мелко- или среднезернистые породы. Кварцево-биотитовые сланцы отличаются от кварцитов повышенным содержанием биотита, а также текстурой и структурой. Мощность пород подсветы варьирует от 0 до 40 м.

Вторая подсвета пользуется ограниченным, хотя и повсеместным распространением. Она сложена мраморами, кальцифирами, скарнами (амфиболовыми, пироксеновыми, гранатовыми и др.), с подчиненным количеством прослоев амфиболитов, амфиболовых сланцев, кварцитов и кварцево-биотитовых сланцев. Карбонатные породы подсветы залегают на полевошпатовых амфиболитах, кварцитах, кварцево-биотитовых сланцах, их мигматизированных разностях или непосредственно контактируют с гнейсо-гранитами куполов.

Среди мраморов выделяются доломитовые и кальцитовые разновидности. Последние распространены преимущественно на северо-западе района (Рускеала, Йознсу, Леппясюръя и др.), а доломитовые мраморы и особенно их метаморфизированные разности тяготеют к юго-восточной его части. Мраморы слагают прослой мощностью от 1 до десятков метров. Обычно это массивные, реже сланцеватые породы. Неизмененные их разности встречаются редко. В большинстве случаев они серпентинизированы, содержат амфибол и пироксен (кальцифиры). Наименее измененные разновидности мраморов на 90—97% состоят из кальцита или доломита, а также некоторого количества тремолита, флогопита, шпинели, форстерита, диопсида и др. В кальцифирах содержание карбонатов снижается до 60—80% и повышается содержание диопсида до 15%, тремолита до 40%, флогопита до 20%, серпентина, хлорита, талька и др.

Скарны по минералогическому составу и генезису подразделяются на «ранние» — магнезиальные и «рудные» — магнезиальные (поздние) и известковые апомагнезиальные.

Залежи ранних магнезиальных скарнов имеют широкое распространение. Размеры их варьируют (по простиранию) от десятков метров до нескольких километров при мощности в 1—5 м. Образование таких скарнов связано с формированием пород синкинематического комплекса — гнейсо-гранитов и мигматитов, слагающих купола. Магнезиальные скарны главным образом представлены амфиболо-пироксеновыми разностями, состоящими из: диопсида, диопсид-геденбергита 20—65%, (реже 90%), гиперстена 0—5%, тремолита 3—30%, кальцита 0—25%, серпентина 10—60%, хлорита, талька, реликтов оливина и шпинели, плагиоклаза 0—45%, кордиерита 0—20%, серицита 0—50%, эпидотоизита и акцессориев — турмалина, апатита, сфена, циркона, рутила, магнетита.

Залежи рудных магнезиальных и известковых апомагнезиальных скарнов имеют размеры: по простиранию 0.1—2.0 км и по падению 100—500 м; мощность их колеблется от 3—5 до 10—15 м. Они пользуются ограниченным распространением в экзоконтактовой зоне гранитов рапакиви. Магнезиальные скарны представлены пироксено-шпинель-флогопито-магнетитовыми разностями, состоящими из: пироксена (диопсид-геденбергита) 20—90%, шпинели 0—10%, флогопита 1—40%, магнетита 0—80%, серпентина 0—30% и др. Известковые скарны представлены пироксено-гранато-везувиано-магнетитовыми разностями, состоящими из собственно скарновых минералов: граната 0—90%, везувиана 0—50%, диопсид-геденбергита 0—90%, магнетита 0—80%, ассоциирующих с ними рудных и жильных минералов: сфалерита, касситерита, халькопирита,

шеелита, пирита, амфиболов, калишпата, эпидота, кварца, флюорита, кальцита и др.

Амфиболовые сланцы второй подсвиты образуют прослой мощностью от десятков сантиметров до 7—8 м. Макроскопически — это тонко- и мелкозернистые породы с отчетливо выраженной кристаллизационной сланцеватостью. Они состоят из роговой обманки, реже куммингтонита 60—75%, плагиоклаза 25—40%, кварца 3—20%, переменного количества граната (альмандина) и тремолита. Полевошпатовые амфиболиты, кварциты и кварцево-биотитовые сланцы образуют отдельные маломощные (до 1—2 м) прослои, аналогичные таким же из первой подсвиты. Мощность пород подсвиты составляет 25—100 м.

Третья подсвита представлена главным образом амфиболовыми сланцами с маломощными прослоями полевошпатовых амфиболитов, кальцифиров, кварцитов, графитизированных сланцев и локально развитых в западной части района метадиабазов и диабазовых метамандельштейнов (Кириялахтинский купол). Контакты между карбонатными породами второй подсвиты и амфиболовыми сланцами третьей подсвиты отчетливые или представлены зоной их переслаивания, обогащенной графитом. Мощность пород подсвиты 100—400 м.

Четвертая подсвита сложена доломитовыми и кальцитовыми мраморами, кальцифирами, амфиболо-пироксеновыми скарнами, амфиболовыми и кварцево-биотитовыми сланцами. Характерной особенностью ее является слоистое строение. Мощность прослоев варьирует от 5—10 см до нескольких метров, а мощность подсвиты — от нескольких метров до 100—120 м, в единичном случае (район с. Рускеала) около 600 м. Литолого-петрографическая характеристика пород этих подсвит аналогична приведенной по соответствующим породам первой и второй подсвит.

Соанлахтинская свита распространена в обрамлении южного края Карельского массива и представлена доломитовыми мраморами, кварцево-биотитовыми, графитовыми, двухслюдяными сланцами и силлами метадиабазов и метагаббро-диабазов. Изучена эта свита недостаточно.

В пределах ладожской серии, по Л. Н. Потрубович и О. Н. Анищенковой, выделяются 4 свиты, из которых в районе развития куполов, по данным Г. В. Макаровой, Р. А. Хазова, В. И. Хазовой и др., распространены (снизу вверх) три: контиосари, наатселькя и пъякярви. Породы данной серии представлены слюдистыми кварцитами и различными сланцами, в составе которых большая часть принадлежит глиноземистым минералам — гранату, ставролиту, кордиериту и андалузиту. Породы этой серии пользуются здесь наиболее широким распространением. Для них характерно согласное залегание на породах сортавальской серии.

Свита контиосари объединяет в своем составе кварцево-биотитовые, двухслюдяные сланцы и гнейсо-сланцы, содержащие разные количества граната (5—20%), силлиманита (2—10%), реже андалузита, ставролита и мусковита. Основную массу сланцев составляют кварц и биотит, реже мусковит — в двухслюдяных сланцах; в гнейсо-сланцах широко представлен плагиоклаз (альбит—олигоклаз 10—30%). Мощность пород свиты 250—450 м.

Свита наатселькя сложена кварцитами, слюдистыми кварцитами, биотито-кварцевыми и кварцево-биотитовыми сланцами, которые согласно залегают на свите контиосари. Характерной особенностью пород свиты наатселькя является грубоиритмичное их строение с резким преобладанием прослоев, сложенных псаммитовым и алевролитовым материалом. Мощность таких прослоев составляет 0.5—3.5 м. Кварциты и слюдистые их разновидности состоят из кварца 70—90%, биотита 5—20%, плагиоклаза (альбит—олигоклаз) 5—10%. Биотито-кварцевые и кварцево-

биотитовые сланцы отличаются от слюдистых кварцитов повышенным содержанием биотита соответственно до 30—40% и до 50—60%. Мощность пород свиты 400—700 м.

Свита пялкярви сложена филлитами, слюдистыми кварцитами, кварцево-биотитовыми и порфиробластическими кварцево-биотитовыми сланцами. Породы этой свиты распространены в ядрах синклинальных складок и согласно (через зону переслаивания) залегают на породах подстилающей свиты. Они характеризуются ритмично-слоистым строением в нижней части разреза и отсутствием такового в верхней его части. В составе ритма резко преобладает пелитовый материал. Слюдистые кварциты, биотито-кварцевые и порфиробластические кварцево-биотитовые сланцы по составу и структурно-текстурным особенностям аналогичны одноименным породам свит наатселькя и контиосари. Филлиты состоят из биотита 30—50%, серицита 10—30%, хлорита 5—20% и кварца 20—50%. Мощность пород свиты 1000—1100 м.

Породы верхнего яруса представлены осадочно-вулканогенной салминской свитой. Они распространены по северо-восточному побережью Ладожского озера, на площади длиной около 40 и шириной от 3 до 8 км, а также встречаются на небольших участках (площадью около 1 км²) в пределах Питкярантского рудного поля и на островах Лункулансари, Мантсинсари и Валааме. Породы салминской свиты залегают горизонтально или с небольшим наклоном (10—20°) на породах среднего структурно-литологического яруса. В ее строении участвуют две подсвиты — нижняя и верхняя.

Нижняя подсвита представлена грубозернистыми песчаниками и гравелитами с прослоями конгломератов, реже глинистых сланцев, туфо-песчаников и туфогравелитов, которые залегают на коре выветривания гранитов рапакиви и ладожских сланцев. Обломочный материал в них слабо отсортирован и представлен галькой и зернами кварца, кварцитов, гранитов рапакиви, калишпата, реже сланцев, базальтовых порфиритов, а также слюдами, апатитом, цирконом, сфеном, анатазом, рутилом, турмалином, роговой обманкой, гранатом, магнетитом. В гравелистых песчаниках отмечается наличие хорошо окатанного касситерита, составляющего около 100 г/т. Мощность пород колеблется от 5 до 37,0 м.

Верхняя подсвита сложена покровами диабазовых и базальтовых порфиритов с прослоями туфов. Мощность покровов варьирует от 1,6 до 24,8 м, а прослоев туфов — от 1,2 до 4,8 м. Диабазовые порфириты состоят из плагиоклаза (№ 55) 40—53%, диопсида 20—64%, клиноэнстатита 15—20%, титаномагнетита 10—15%, хлорита 7—10%, апатита, псевдоморфоз титаномагнетита и хлорита по оливину. Базальтовые порфириты состоят из плагиоклаза (№ 38—42) 40—60%, частично раскристаллизованного стекла 30—50%, псевдоморфоз титаномагнетита и хлорита по оливину 5—7% и аксессуарев: сфена, апатита, эпидота, анатаза, рутила. Туфы сложены мелко- и крупнообломочным материалом базальтовых порфиритов, реже песчаников и алевролитов. Мощность пород подсвиты колеблется от 90 до 113 м.

Стратиграфическое положение салминской свиты определяется залеганием ее на денудированной поверхности гранитов рапакиви (абс. возраст 1650—1450 млн лет) и пород ладожской серии. Сопоставление пород салминской свиты (абсолютный возраст диабазовых порфиритов 1350 млн лет) с типично иотнийскими породами (абсолютный возраст 1300 млн лет) района Сатакунта (Финляндия), залегающих также на коре выветривания гранитов рапакиви (абс. возраст 1660 млн лет), и с иотнийскими отложениями Южной Швеции (Нордингро) позволяет говорить о бесспорно иотнийском (верхнепротерозойском) возрасте салминской свиты (Кайряк, Хазов, 1967).

МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ

На территории рассматриваемого района известен целый ряд проявлений черных, цветных и редких металлов.

Руды черных металлов представлены несколькими месторождениями и рудопроявлениями титана, железа и ванадия, залегающими в различной геологической обстановке.

Валимякское месторождение ильменито-магнетитовых руд расположено в 4 км на запад от дер. Кютюсюрья и эксплуатировалось с 1890 по 1909 г. Генетически оно связано с одноименным массивом основных и ультраосновных пород. Оруденение приурочено к залежам метапироксенитов; всего здесь известно 6 рудных тел. Наиболее крупные из них по простиранию прослежены от 400 до 600 м, при ширине до 200 м. По данным эксплуатационных работ среднее содержание растворимого железа в рудах не превышало 30—35%, а в рядовых рудах оно составляло 15—20%, содержание двуокиси титана варьировало от 2.10 до 3.14%. В рудах отмечалась примесь пятиокиси ванадия (до 0.20%).

Оруденение ванадия представлено несколькими рудопроявлениями. Одно из них расположено в 150 м севернее залива Хауккалаhti и залегает в породах питкьярантской свиты; другое — на севере, вблизи оз. Полвилампи, и приурочено к породам соанлахтинской свиты. Рудопроявления были выявлены в процессе детальных поисков в 1960—1961 гг.

В первой рудной точке оруденелыми являются пирротино-графитовые сланцы, переслаивающиеся с амфиболовыми, биотито-кварцевыми сланцами и амфиболитами. Руды образуют в сланцах прерывистые прослойки и линзы мощностью от нескольких сантиметров до 10 м; общая протяженность оруденелой зоны около 1 км. Пирротино-графитовая порода состоит на 50—70% из графита и сульфидов (пирит, пирротин, марказит), количество последних местами достигает 10—15%. Содержание V_2O_5 варьирует от 0.06 до 0.16%, в среднем 0.11%.

Второе рудопоявление приурочено к графитсодержащим сланцам соанлахтинской свиты. Содержание ванадия в них не превышает 0.3%.

Известные в Северном Приладожье проявления оловянного, вольфрамового и свинцово-цинкового оруденений размещены в двух районах, удаленных один от другого примерно на 40 км. Пространственно они тяготеют к районам развития куполовидных структур и локализованы преимущественно в зоне сочленения пород питкьярантской свиты с синкинематическим комплексом гнейсо-гранитов и мигматитов или, значительно реже, в контакте с ладожскими сланцами.

Оловорудные проявления размещены в зоне экзоконтакта многофазного Питкьярантско-Туломозерского массива гранитов рапакиви.

Латвасюрское проявление вольфрама расположено в восточном полюгом (40°) крыле Латвасюрской антиклинальной структуры (Макарова, 1968, 1971). Оруденение (шеелитовое) локализовано в магнезиальных скарнах второй подсвиты питкьярантской свиты, преимущественно в окварцованных плагиоклаз-диопсидовых разностях. Скарны слагают пластовые тела мощностью от 2 до 10—15 м, часто «разбитые» на блоки, размером 60×200 м, и смещенные относительно друг друга. По простиранию рудоносные скарны прослежены на 3.0—3.5 км. В пределах скарновой залежи известен ряд рудных тел, содержащих повышенное количество трехокси вольфрама. В рудах также присутствуют: молибден, медь и висмут.

Ленсунварское вольфрамовое проявление, расположенное на юг от Латвасюрского, приурочено к южному крылу той же структуры и практически пока еще не изучено. По характеру минерализации и геолого-структурным особенностям оно сходно с Латвасюрским.

Иокирантские вольфрамовые и полиметаллические рудопроявления расположены на северо-восток от Латвасюрского рудопроявления. Они приурочены к западному и северному крылу Иокирантской антиклинальной структуры. Полиметаллическое оруденение здесь локализовано в окварцованных диопсидовых кальцифирах второй подсвиты питкьярантской свиты. Рудоносный горизонт мощностью от 20 до 70 м прослеживается на 7 км. В пределах этого горизонта по данным редких скважин вскрыто несколько линзовидных рудных тел, содержащих повышенное количество цинка и свинца и обычно согласных со слоистостью вмещающих пород. Оруденение имеет гнездово-вкрапленный характер и часто ассоциирует с флюоритом и баритом.

Иокирантские вольфрамовые проявления представлены двумя рудными точками. Пространственно они обособлены от полиметаллических проявлений и локализованы в диопсидовых скарнах.

Кириявалахтинское и Рюттяярвинское вольфрамовые проявления приурочены соответственно к южному и северо-западному крылу Кириявалахтинского купола и представляют собой неизученные рудные «точки» в диопсидовых скарнах с повышенным содержанием трехокси вольфрама.

Восточнее Кириявалахтинского проявления вольфрама известно медное рудопроявление, приуроченное к гранато-диопсидовым скармам второй подсвиты питкьярантской свиты. Рудное тело имеет форму линзы.

Полиметаллическое рудопроявление Варалахти приурочено к зоне брекчирования в толще роговообманковых сланцев с маломощными прослоями карбонатных пород. Мощность зоны брекчирования достигает 4—4,5 м. Оруденение локализуется в висячем боку зоны. Содержания свинца, меди и цинка в рудах рядовые.

Салминское рудопроявление олова расположено юго-восточнее г. Питкьяранты, недалеко от побережья Ладожского озера. Оно приурочено к скарновой залежи, образующей совместно с другими породами питкьярантской свиты ксенолит в гранитах рапакиви. Мощность скарнов варьирует от 24 до 58 м. Скарны по составу гранато-пироксеновые и амфиболо-пироксеновые. В них проявлено магнетитовое оруденение, образующее сплошные и полосчато-вкрапленные руды с содержанием растворимого железа от 15 до 60%, с примесью цинка, свинца, олова и вольфрама.

Кулисмайокские рудопроявления олова расположены севернее г. Питкьяранты. Они локализованы во второй подсвите питкьярантской свиты: одно в северном, другое в южном крыле Юканкосковской антиклинальной структуры, в зоне непосредственного контакта с интрузией гранитов рапакиви. Южное рудопроявление приурочено к залежи пироксено-гранатовых скарнов субширотного простирания ограниченной на глубине 100—200 м кровлей массива рапакиви. Главными рудными минералами являются тонкозернистый касситерит и магнетит. Реже присутствуют халькопирит и сфалерит. Оловянное оруденение со стороны висячего бока залежи сопровождается зоной магнетитового оруденения в пироксеновых скарнах мощностью 5—10 м.

Другое рудопроявление — Северное, по составу аналогично Южному.

Кулисмайокские рудопроявления цинка приурочены к той же структуре, что и одноименные оловянные проявления, но локализованы они в четвертой подсвите питкьярантской свиты в зоне непосредственного контакта с гранитами рапакиви. Из них Южное рудопроявление представляет собой пластовую залежь флогопито-магнетито-пироксеновых скарнов со сфалеритовой минерализацией. Мощность залежи около 15 м, протяженность, по данным магнитометрии, около 200 м; содержание цинка в руде повышенное. Содержание магнетита составляет 30—50%. Северное рудопроявление аналогично Южному.

Полиметаллическое рудопоявление Леппясюръя расположено на восток от пос. Леппясюръя. Оруденение представлено неравномерной вкрапленностью пирротина, пирита, галенита и сфалерита в скарнированных доломитовых мраморах в зоне контакта их с кварцево-биотитовыми сланцами и слюдистыми кварцитами. Рудопоявление характеризуется низкими содержаниями цинка, свинца и серебра.

Наиболее изученными и перспективными оловорудными месторождениями являются Кителя и Питкяранта. Геологические их особенности рассмотрены ниже.

Повсеместно в рудопоявлениях и месторождениях олова, полиметаллов и магнетитовых руд скарнового типа встречается примесь редких металлов. В районе дер. Кителя, ст. Леппясюръя, в Уксинском и Люпиковском куполах известны пегматитовые тела, содержащие минералы редких металлов.

ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ

Среди гранитоидов в Северном Приладожье пользуются развитием олигоклазовые гнейсо-граниты и плагио-микроклиновые граниты, участвующие в строении Карельского массива, синкинематический комплекс гнейсо-гранитов и мигматитов, слагающий куполовидные структуры района, позднеорогенные (постладожские) гранитоиды и посторогенные (анорогенные) граниты рапакиви.

ГРАНИТОИДЫ КАРЕЛЬСКОГО МАССИВА

Геологические особенности олигоклазовых гнейсо-гранитов и рвущих их плагио-микроклиновых гранитов были рассмотрены выше. Химический и нормативный минеральный состав (по П. Ниггли), а также числовые характеристики (по А. Н. Заварицкому) приведены в табл. 1—3. Графическая интерпретация их изображена на рис. 2, 3.

Олигоклазовые гнейсо-граниты (табл. 3, ан. 1 и 2), удовлетворяя условию $Ab + Kfs + Q > 80\%$, отвечают составу «стандартного гранита». Положение фигуративных точек их сиалической части на диаграмме трой-

Т а б л и ц а 1

Химические составы олигоклазовых гнейсо-гранитов и микроклин-плагиоклазовых

№ пробы	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
101	Олигоклазовый гнейсо-гранит . .	74.18	0.11	14.30	0.56	1.70	0.05
80(II)	То же	72.08	0.31	14.08	1.43	1.72	0.02
	Среднее	73.13	0.21	14.19	1.00	1.44	0.03
1112	Микроклин-плагиоклазовый гранит	74.04	0.03	14.37	—	1.2	0.02
1412	Плагио-микроклиновый гранит . .	73.02	0.19	13.52	0.64	1.08	0.02
1427	Микроклин-плагиоклазовый гранит	70.77	0.24	15.05	0.70	1.43	0.04
98	Микроклин-плагиоклазовый гнейсо-гранит	74.64	0.11	12.94	0.45	1.20	0.03
100	Плагио-микроклиновый гранит . .	74.0	0.13	13.22	0.51	1.0	0.03
	Среднее	73.29	0.14	13.82	0.46	1.17	0.03

ной системы (рис. 3) свидетельствуют о их бинарном котектическом составе. Средние содержания элементов-примесей, характерные для олигоклазовых гнейсо-гранитов, показаны в табл. 4; содержание олова в биотите колеблется от 42 до 160 г/т, в среднем 90 г/т.

Плагιο-микроклиновые граниты, по данным анализов 3—7 (табл. 1, 2 и рис. 2), относятся к пересыщенным глиноземом, реже к нормальным породам (по А. Н. Заварицкому). Они соответствуют «стандартному граниту» (табл. 3) и имеют анхиэвтектический и котектический составы (рис. 3). Содержания элементов-примесей в гранитах показаны в табл. 4, содержание олова в биотите колеблется от 60 до 140 г/т, в среднем 93 г/т.

СИНКИНЕМАТИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС ГРАНИТОИДОВ

В состав этого комплекса входят интрузивные и метасоматические граниты, гнейсо-граниты и мигматиты, включающие реликты пород предполагаемого фундамента и многочисленные ксенолиты кровли. Они образуют широко известные куполовидные структуры района. Ксенолиты в подавляющей массе представлены полевошпатовыми амфиболитами. Они имеют форму пластовых или линзовидных тел размером от 0.2 до 1—1.5 км и даже до 3—4 км по длине и от 60—70 до 100—120 м, редко до 500 м мощностью, согласных с общей структурой комплекса. Полевошпатовые амфиболиты характеризуются активным воздействием на них гнейсо-гранитов, которое проявилось в появлении в них серии согласных, иногда секущих прожилков кварцево-полевошпатового состава, аплита, плагιο-микроклинового гранита, а также отдельных участков разнообразной формы, обогащенных порфиробластами полевого шпата. При этом в полевошпатовых амфиболитах наблюдаются новообразования биотита. Реже встречаются ксенолиты гнейсов и карбонатных пород, превращенные в тремолитовые и тремолито-диопсидовые скарны.

В Северном Приладожье насчитывается около двух десятков куполов гнейсо-гранитов, размер их колеблется от 0.5 до 120—150 км². Они обладают полной конформностью внутреннего строения (гнейсовидностью, полосчатостью мигматитов, сланцеватостью и линейностью полевошпатовых амфиболитов) по отношению к слоистости и линейноплоскостным структурам вмещающих их пород питкьярантской свиты. Контакты куполов (район оловорудных проявлений) в большинстве случаев крутые (60—

гранитов, вес. %

CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	П. п. п.	SO ₃	CO ₂	H ₂ O	F	B ₂ O ₃	Сумма
1.87	0.84	1.64	4.60	0.04	0.46	0.04	Не обн.	0.05	0.02	0.0068	99.98
1.57	0.97	2.70	4.60	0.13	0.37	0.12	0.29	Не обн.	Не опр.	Не опр.	100.44
1.72	0.91	2.17	4.60	0.08	0.41	0.08	0.15	0.02	0.02	0.0068	100.16
0.73	0.47	3.80	5.40	0.05	—	—	—	Не обн.	0.01	Не опр.	100.47
1.26	0.90	4.60	3.90	0.05	0.56	—	—	0.18	0.02	» »	100.14
1.62	1.31	3.50	4.22	0.08	0.52	—	—	0.20	0.03	» »	99.92
1.09	0.53	3.80	4.20	0.04	0.37	0.03	Не обн.	0.1	0.02	0.0043	99.57
0.64	0.79	4.80	3.80	0.03	0.37	0.02	» »	0.1	0.021	0.0042	99.56
1.07	0.80	4.10	4.30	0.05	0.36	0.02	—	0.12	0.02	0.0043	99.73

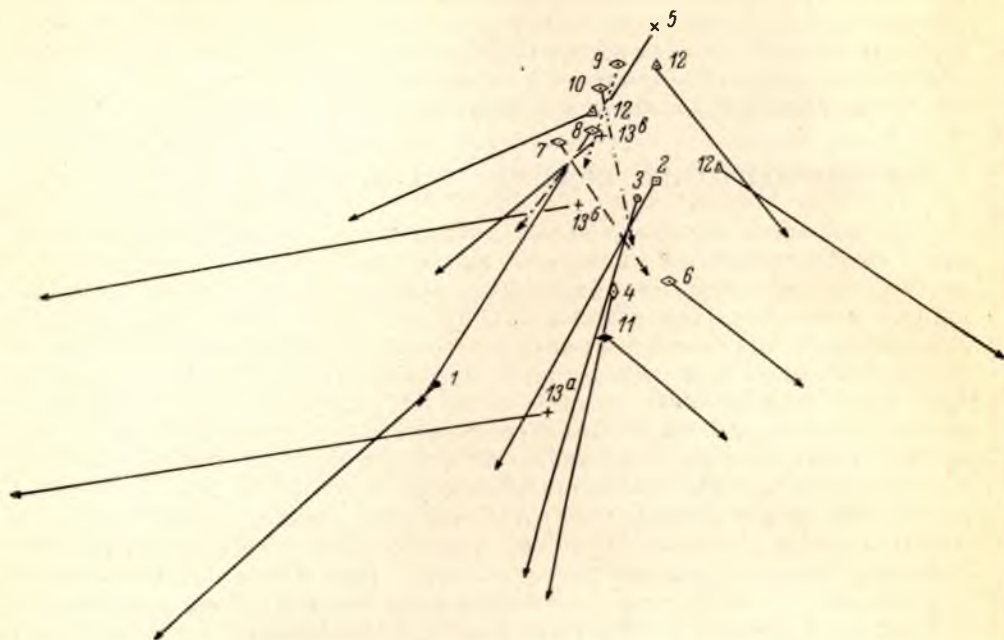


Рис. 2. Векторная диаграмма средних химических составов гранитоидов.

1 — олигоклазовые гнейсо-граниты (Карельский массив); 2 — гнейсо-граниты куполов; 3 — граниты, прорывающие олигоклазовые гнейсо-граниты (Карельский массив); 4 — позднеорогенные гранитоиды, прорывающие породы ладожской серии; 5 — пегматиты; граниты рапакиви: 6 — первой фазы, 7 — второй фазы, 8 — третьей фазы; 9 — альбитизированные граниты рапакиви третьей фазы; 10 — аплиты гранитов рапакиви; 11 — гранит-порфир; 12 — оловоносные граниты района Гэцзю (Китай, Геология месторождений олова ..., 1969); 13 — материнские гранитоиды апогранитов (Беус, 1968): а — с бериллиевой и вольфрам-бериллиевой минерализацией, б — с литиево-танталовой минерализацией, в — с циркониево-ниобиевой и редкоземельной минерализацией.

90°), иногда слегка (80—85°) подвернутые, редко пологие. В зоне контакта вмещающие породы всегда мигматизированы. Независимо от угла падения поверхности куполов карбонатный горизонт второй подсвиты питкярантской свиты большей частью хорошо выдержан как по простиранию, так и по падению. Фиксируемые здесь зоны катаклаза и милонитизации обычно наложены на ранее образованные магнезиальные скарны и мигматиты.

По составу и структурно-текстурным особенностям среди синкинематического комплекса выделяются:

микроклино-плагиоклазовые и плагио-микроклиновые гнейсо-граниты и граниты;

гибридные породы типа плагиогранитов-гранодиоритов;

мигматиты вышеуказанных гранитов по нерасчлененному субстрату;

мигматиты плагио-микроклиновых гранитов по амфиболитам.

Граниты и гнейсо-граниты образуют различных размеров линзовидные и удлинненно-неправильной формы тела; границы их с другими породами комплекса в большинстве случаев постепенные. Нередко тела гранитоидов сопровождаются апофизами, согласными со сланцеватостью и гнейсовидностью вмещающих пород. По структурно-текстурным особенностям

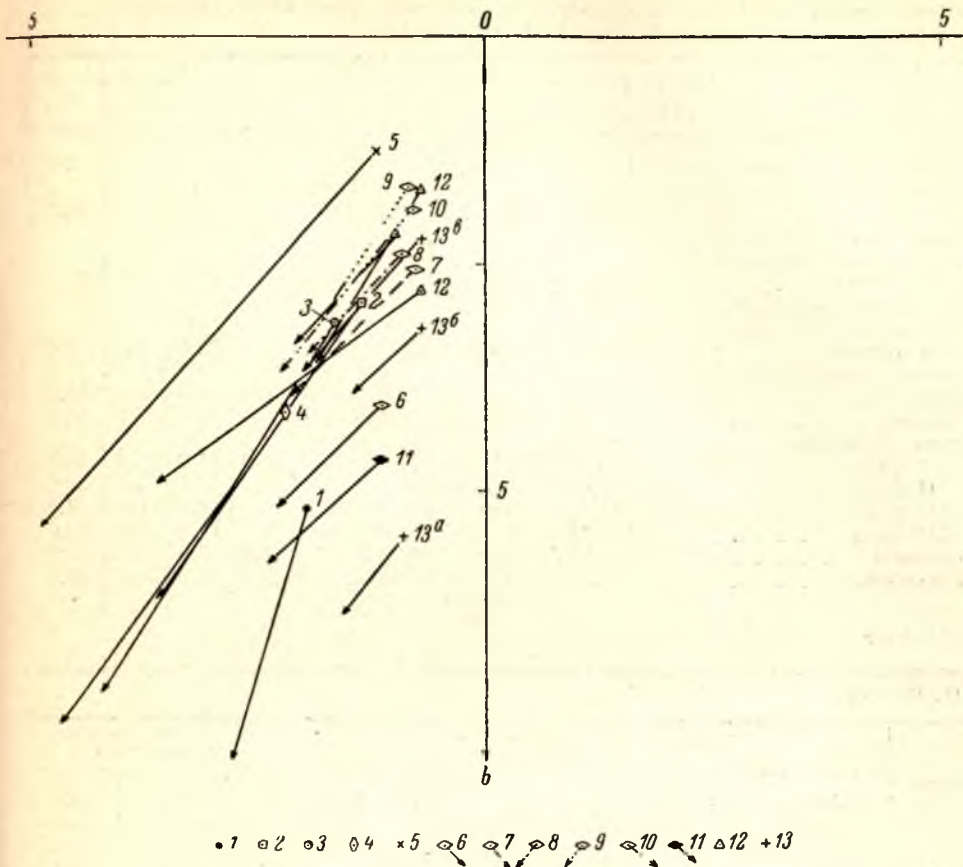


Рис. 2. (Продолжение).

среди гранитов выделяются разновидности от мелко- до крупнозернистых, реже пегматоидных, иногда с порфиробластами микроклина. Часто они обладают гнейсовидной, реже массивной текстурами. Минералогический состав их: плагиоклаз 35—60%, микроклин 10—40%, кварц 25—30%, биотит 5—10%, акцессории — апатит, циркон.

Плагиограниты и гранодиориты имеют ограниченное распространение. Они слагают редкие маломощные линзовидные участки, которые обычно располагаются на контактах с полевошпатовыми амфиболитами; часто окружают их или переходят в них через мигматиты. Породы имеют мелко-крупнозернистое сложение, массивную или гнейсовидную текстуру, цвет их серый или темно-серый. Это гибридные породы, образовавшиеся в результате ассимиляции плагио-микроклиновыми гранитами амфиболитов и, возможно, других пород питкьярантской свиты или древнего фундамента.

Мигматиты плагио-микроклиновых и микроклин-плагиоклазовых гранитов по нерасчлененному субстрату слагают значительные участки в пределах куполов. По форме среди них встречаются артеритовые, пятнистые и тентовые мигматиты. Все разновидности мигматитов связаны между собой переходами и образуют непрерывный ряд по степени увеличивающейся мигматизации. Преобладают артеритовые мигматиты. Мощность полос субстрата варьирует в них от нескольких сантиметров до 0.5 м, а гранитных инъекций — от нескольких сантиметров до десятков метров.

Т а б л и ц а 2

Числовые характеристики средних химических составов гранитоидов Северного Приладожья, вычисленные по методу А. Н. Заварицкого

Порода	Число ана- лиз	a	b	c	s	a ¹	c ¹	m ¹	f ¹	n
Олигоклазовые гнейсо-граниты Карельского массива	2	12.68	5.19	1.97	80.16	31.6	—	27.8	40.6	76.7
Микроклин-плагиоклазовые граниты Карельского массива	5	14.92	3.17	1.25	80.65	12.5	—	41.7	45.8	61.0
Синкинематические гнейсо-граниты и граниты куполов	20	15.12	2.92	1.38	80.58	18.0	—	32.0	50.0	59.4
Позднеорогенные гранитоиды	7	14.62	4.16	2.22	79.00	8.0	—	34.0	58.0	57.6
Пегматиты	5	15.11	1.25	1.19	82.45	31.6	—	42.1	26.3	53.0
Граниты рапакиви										
I фаза	8	15.25	4.04	1.14	79.57	—	15.0	11.7	73.3	48.7
II фаза	13	14.05	2.56	0.79	82.62	—	10.2	13.4	74.4	50.2
III фаза	5	14.34	2.39	0.92	82.35	8.3	—	11.1	80.6	51.1
III ^a фаза	6	14.70	1.65	0.85	82.80	4.0	—	12.0	84.0	60.0
аплиты	3	14.52	1.85	0.79	82.84	—	3.6	17.9	78.5	66.5
Гранит-порфир	1	14.56	4.63	1.16	79.65	—	13.7	11.5	74.5	47.7

Т а б л и ц а 3

Нормативный состав олигоклазовых гнейсо-гранитов и плагио-микроклиновых гранитов по П. Нигтли

№ пробы	Нормативный количественно-минералогический состав					Пересчет на 100% силикатной части		
	Ab	An	Ort	Q	Прочие	Pl	Ort	Q
101	42.0	9.5	2.5	37.2	8.8	56.5 (19)	3.7	40.8
80	41.5	7.1	8.3	30.7	12.4	55.5 (16)	9.5	35.0
Среднее	41.8	8.3	5.4	34.0	10.5	56.0 (16)	6.0	38.0
1112	47.8	5.6	18.6	24.7	5.3	54.3 (7)	19.6	26.1
1412	35.3	5.5	24.2	29.1	5.9	43.8 (13)	26.0	31.2
1427	39.0	8.1	13.8	27.1	12.0	53.3 (17)	15.7	30.8
98	38.5	5.0	20.0	32.0	4.5	45.4 (11)	21.0	33.6
100	34.6	3.5	24.5	31.1	6.4	40.6 (9)	26.1	33.3
Среднее	39.0	5.3	20.5	29.7	5.5	46.9 (12)	21.7	31.4

П р и м е ч а н и е. В скобках указан номер плагиоклаза.

Гранитный материал в мигматитах составляет 50—70, реже 90%. Контакты между субстратом и гранитными инъекциями четкие или нечеткие. Нередко субстрат слагает неправильные участки и пятна различной величины — это пятнистые мигматиты. Теневые мигматиты по облику близки к плагио-микроклиновым гнейсо-гранитам. Они имеют мелкозернистое сложение, гнейсовидную или полосчатую текстуру. Минералогический состав теневых мигматитов: плагиоклаз 30—70%, микроклин 1—45%, кварц 15—25%, биотит до 5%. Акцессорные минералы: циркон, апатит, ортит. Структура их катакlastическая, гранобластовая, участками лепидогранобластовая.

Субстратом мигматитов могут быть либо измененные породы питкьярантской свиты либо измененные породы фундамента.

Мигматиты плагио-микроклиновых гранитов по амфиболитам наиболее широко развиты в пределах Коккосельского купола, особенно вдоль западного его контакта. Небольшие участки их зафиксированы в восточной части купола. Примерно то же самое наблюдается в районе Импилахтинского и других куполов. Среди мигматитов выделяются артериты от грубо-

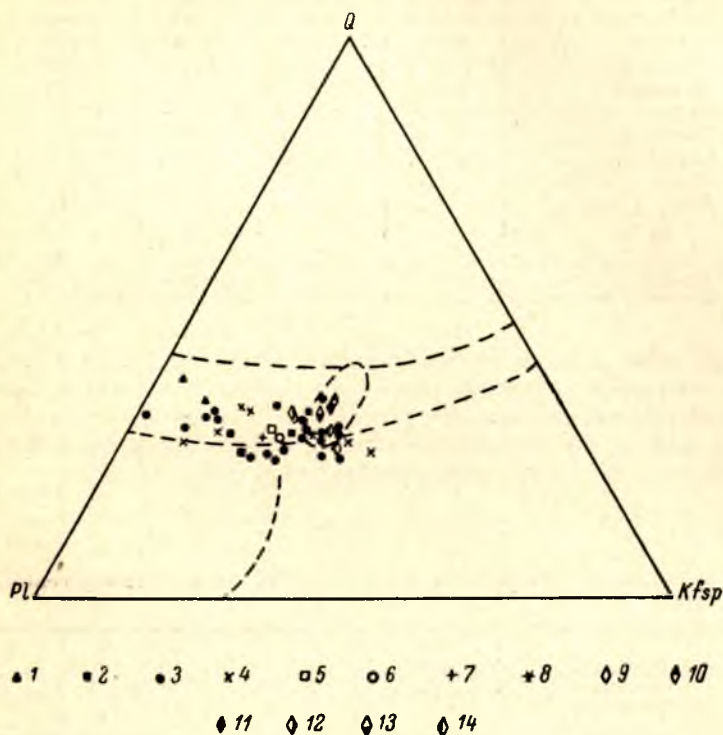


Рис. 3. Нормативные составы сиалической части гранитов.

1 — олигоклазовые гнейсо-граниты краевой части Карельского массива; 2 — плагио-микроклиновые граниты, рвущие олигоклазовые гнейсо-граниты; 3 — гнейсо-граниты куполов; 4 — позднеорогенные (посткладжские) граниты; 5 — граниты, рвущие олигоклазовые гнейсо-граниты (среднее из 5 ан.); 6 — гнейсо-граниты куполов (среднее из 20 ан.); 7 — позднеорогенные (посткладжские) граниты (среднее из 7 ан.); 8 — керамические пегматиты — пегматоидные граниты (среднее из 5 ан.); граниты рапакиви: 9 — первой фазы (среднее из 8 ан.), 10 — второй фазы (среднее из 13 ан.), 11 — третьей фазы (среднее из 5 ан.); 12 — альбитизированные граниты рапакиви третьей фазы (среднее из 6 ан.); 13 — аплит гранитов рапакиви (среднее из 3 ан.); 14 — гранит-порфир (рапакиви).

до тонкополосчатых и редко агматиты. Обычно преобладают грубополосчатые артеритовые мигматиты. В ряде случаев наблюдалась следующая последовательность в изменении полевошпатовых амфиболитов: амфиболобиотитовые гнейсы, биотитовые гнейсы, теневые мигматиты, гнейсо-граниты.

Минералы тяжелой фракции гранитоидов синкинематического комплекса (по 20 протолочкам, весом 10—12 кг) представлены в табл. 5.

Химический и количественно-минералогический состав гранитов и гнейсо-гранитов синкинематического комплекса приведен в табл. 6, 7. Особенности химического состава их выражены на диаграмме числовых характеристик, составленной по методу А. Н. Заварицкого (рис. 2). Подавляющая часть рассматриваемых пород относится к пересыщенным

Таблица 4

Среднее содержание рассеянных элементов в гранитоидах Приладожья, вес. %

Элементы	1	2	3	4
Олово	0.0006	0.0006	0.0004	0.0004
Бериллий	0.00019	0.00021	0.0001	0.00025
Скандий	0.0003	0.0003	0.00025	0.00055
Германий	0.0002	0.0002	0.0002	0.0002
Цирконий	0.0040	0.0027	0.0025	0.0024
Медь	0.0020	0.0014	0.0030	0.0024
Цинк	0.0020	0.0040	0.0037	0.0050
Свинец	0.0010	0.0015	0.0037	0.0050
Фтор	0.020	0.020	0.015	0.010
Бор	0.0021	0.0013	0.0015	0.0017

Примечание. 1 — олигоклазовые гнейсо-граниты, 2 — плагио-микроклиновые граниты, 3 — граниты и гнейсо-граниты синкинематического комплекса (куполов), 4 — позднеорогенные гранитоиды.

глиноземом, реже к нормальным породам. Отношение K_2O и Na_2O в них варьирует в широких пределах, но в среднем (из 20 анализов) близко к 1. Среднее содержание элементов-примесей в породе (по 10—20 пробам) показано в табл. 4. Распределение олова в минеральных фракциях гнейсо-гранитов приведено (в весовых процентах) в табл. 8.

Таблица 5

Содержание акцессорных минералов в синкинематических и позднеорогенных гранитоидах, г/т

Минерал	Синкинематические граниты и гнейсо-граниты	Позднеорогенные гранитоиды	Минерал	Синкинематические граниты и гнейсо-граниты	Позднеорогенные гранитоиды
Циркон	4.68—138.5	0.5—12.0	Анализ	0—0.5	0—4.8
Апатит	20.8—160.5	24.6—68.6	Шеелит	0—16.62	0—4.8
Гранат	10.4—72.02	0—445.2	Сфен	0—93.5	0—238.9
Пироксен	0—8.31	0—4.8	Галенит	0—33.24	0—5.5
Амфибол	10.0—15.61	0—514.2	Молибденит	0—22.9	0.43—4.81
Пирит	15.6—183.4	1—343.0	Турмалин	0—311.0	0—2.4
Магнетит	124.8—1834.0	2.2—102.9	Фергусонит	0—311.0	—
Монацит	0—32.1	0—311.0	Флюорит	0—83.1	0—4.8
Торит	0—311.0	—	Рутил	0—0.5	0—4.2
Ксенотим	0—311.0	—	Эпидот	0—13.7	1.1—205.8
Халькопирит	0—7.9	0.17—4.72	Ортит	—	0—4.8
			Ильменит	—	0—4.72

Из приведенных данных (табл. 4) видно, что среднее содержание олова и бора в гранитоидах синкинематического комплекса примерно равно их кларку в кислых породах; содержание свинца и меди несколько превышает его, а содержание фтора, бериллия, циркония и других микроэлементов ниже соответствующих кларков. Среднее содержание олова в минералах гнейсо-гранитов также не превышает средних значений, характерных для неоловоносных гранитоидов. Наиболее высокое содержание олова установлено в магнетите из гнейсо-гранита вблизи контакта с гранитами рапакиви, которое по мере удаления от контакта постепенно уменьшается.

Таблица 6

Химический состав синкинематических гнейсо-гранитов и гранитов, вес. %

№ пробы	Порода	Местонахождение	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	П. п. п.	SO ₃	CO ₂	H ₂ O	F	B ₂ O ₃	Сумма
2390 ^б	Микроклин-плагиоклазовый гнейсо-гранит	Импилатинский купол	72.15	0.13	15.03	0.16	1.55	0.02	2.02	0.83	2.38	4.90	0.05	0.31	—	—	0.22	0.01	Не опр.	99.99
4317	Микроклиновый порфиридный гранит	То же	73.52	0.09	14.61	0.29	0.60	0.02	0.75	0.46	6.40	3.35	0.05	0.16	—	—	0.11	0.01	» »	100.54
1637	Микроклин-плагиоклазовый гранит	Мурсульский купол . .	73.58	0.13	14.31	0.63	1.30	0.03	1.95	1.55	1.08	5.50	0.05	0.30	—	—	0.17	0.01	» »	100.77
2429	Плагио-микроклиновый гранит	То же	74.06	0.05	14.37	0.11	0.84	0.01	0.9	0.17	5.0	4.20	0.03	0.10	—	—	0.03	0.01	» »	99.91
2431	Микроклин-плагиоклазовый гнейсо-гранит	» »	74.06	0.13	14.13	0.25	1.43	0.03	1.60	0.67	2.52	4.70	0.09	0.16	—	—	0.19	0.02	» »	100.19
3732	Плагио-микроклиновый гнейсо-гранит	Коккосельский купол	74.52	0.07	13.70	0.22	0.96	0.01	1.0	0.35	4.0	4.40	0.02	0.1	—	—	0.10	0.01	» »	99.47
3753	То же	То же	74.98	0.13	14.15	0.54	0.96	0.02	0.85	—	5.20	3.24	0.03	0.01	—	—	0.12	Сл.	» »	100.32
3751	Микроклин-плагиоклазовый гнейсо-гранит	» »	74.04	0.03	14.37	—	1.20	0.02	0.73	0.47	3.80	5.40	0.02	0.37	—	—	—	0.01	» »	100.47
1245	Плагио-микроклиновый гранит	Койринойско-Питкярантский купол . . .	70.40	0.38	14.54	1.38	1.67	0.04	1.11	1.11	4.70	4.00	0.13	0.57	—	—	—	0.03	» »	100.11
1945	То же	То же	73.74	0.09	14.19	0.42	0.78	0.02	1.10	0.47	4.90	3.75	0.02	0.14	—	—	0.12	0.01	» »	99.87
91	» »	» »	74.68	0.04	13.55	0.10	0.72	0.01	1.17	0.40	4.80	3.70	0.02	0.35	0.01	0.14	0.20	Не обн.	0.0033	99.90
92	Плагио-микроклиновый гнейсо-гранит	Койринойско-Питкярантский купол . . .	72.18	0.11	13.81	0.27	1.30	0.03	0.98	0.58	5.50	4.10	0.03	0.23	0.01	0.12	0.17	Не обн.	0.0028	99.82
93	То же	То же	71.92	0.10	14.52	0.45	1.16	0.03	0.98	0.78	4.50	4.60	0.05	0.35	0.01	0.16	0.19	» »	0.0035	99.80
94	Плагио-микроклиновый гранит (из артеритового мигматита)	» »	71.56	0.11	14.06	0.75	1.30	0.03	0.98	0.72	6.10	3.70	0.05	0.24	0.09	0.14	0.22	» »	0.004	100.05
128	Плагио-микроклиновый гнейсо-гранит	Уксинский купол (центральная часть) . . .	69.64	0.30	15.13	0.99	1.43	0.04	1.57	0.77	4.60	4.20	—	0.80	—	—	0.10	0.035	0.0051	99.61
132	То же	Люпиковский купол (краевая часть)	72.80	0.15	13.74	1.07	1.00	0.04	0.95	0.37	4.90	3.80	—	0.60	—	—	Не обн.	0.02	0.0064	99.45
135	Микроклин-плагиоклазовый гнейсо-гранит	Питкярантский купол (краевая часть)	73.28	0.11	14.43	0.49	1.15	0.02	0.95	0.57	3.00	4.80	—	0.74	—	—	» »	0.02	0.0068	99.57
141	То же	Винбергский купол (краевая часть)	72.92	0.15	14.63	0.90	1.15	0.04	1.34	0.44	2.26	4.90	—	0.81	—	—	» »	0.037	0.0052	99.58
147	Плагио-микроклиновый гнейсо-гранит	Люпиковский купол (краевая часть)	71.78	0.24	13.80	0.94	1.35	0.05	1.16	0.61	5.40	3.60	—	0.68	—	—	» »	0.051	0.0049	99.66
150	То же	Люпиковский купол	73.36	0.15	13.57	1.06	0.50	0.04	1.12	0.39	5.10	3.50	—	0.49	—	—	0.08	0.037	0.0055	99.40
	Среднее		72.96	0.13	14.23	0.55	1.12	0.03	1.16	0.58	4.33	4.22	0.05	0.24	0.03	0.14	0.09	0.015	0.0047	99.86

Таблица 7

Нормативный состав синкинематических гнейсо-гранитов и гранитов по П. Нитглю

№ пробы	Нормативный количественно-минералогический состав					Пересчет на 100% сиалической части		
	Ab	An	Ort	Q	Прочие	Pl	Ort	Q
2390 ⁶	44.5	10.2	7.6	28.5	9.1	60.3 (19)	8.4	31.3
4317	29.6	3.5	29.5	25.7	11.7	37.5 (11)	33.4	29.1
1637	49.1	9.6	0.6	30.0	10.7	65.7 (16)	0.7	33.6
2429	37.1	4.5	26.6	26.8	5.0	43.8 (11)	28.0	28.2
2431	42.6	8.2	10.5	31.2	7.5	54.9 (16)	11.4	34.7
3732	40.0	5.2	21.0	29.4	3.4	43.3 (11)	21.9	30.8
3753	29.2	4.2	25.6	32.4	8.6	36.5 (13)	28.0	35.5
3751	48.1	3.6	19.6	24.3	4.4	54.1 (7)	20.5	25.4
1245	36.6	5.6	23.3	24.5	8.9	46.9 (13)	25.9	28.2
1945	34.0	5.5	25.6	29.0	5.9	42.0 (14)	27.2	30.2
91	54.0	6.0	26.8	29.6	4.5	41.9 (15)	27.0	31.1
92	37.0	3.0	30.0	23.2	6.5	42.9 (8)	32.0	25.1
93	41.5	5.0	23.0	24.8	6.0	42.8 (11)	24.6	25.6
94	35.5	3.0	34.3	22.5	4.7	40.4 (13)	36.0	23.6
128	38.5	8.0	23.2	23.0	7.3	50.0 (17)	25.0	25.0
132	34.5	5.5	26.7	28.7	4.6	42.0 (14)	28.0	30.0
135	43.5	4.8	10.8	30.5	10.4	53.9 (10)	12.0	34.1
141	45.1	7.0	10.3	31.3	6.3	55.6 (13)	11.0	33.4
147	32.8	5.7	9.1	27.3	5.1	40.6 (15)	30.7	28.7
150	31.8	5.8	28.5	30.1	3.8	39.1 (15)	29.6	31.8
Среднее	38.5	5.8	22.4	28.0	5.3	46.8 (13)	23.6	29.6

Примечание. В скобках указан номер плагиоклаза.

Из положения фигуративных точек на фазовой диаграмме (рис. 3) физико-химические особенности гранитоидов синкинематического комплекса сводятся к следующему:

а. Сиалическая часть пород (Ab+An+Kfsp+Q) составляет от 88 до 96% (табл. 7). По составу они отвечают «стандартному граниту», так как сумма Ab+Kfsp+Q > 80%.

Таблица 8

Содержание олова в минералах гнейсо-гранитов, вес.%

Минерал	№ пробы			
	91	92	93	94
Биотит	—	0.0056	Сл.	0.004
Амфибол	0.0085	—	—	—
Микроклин	Сл.	0.0003	0.0003	Сл.
Плагиоклаз	»	0.0003	Сл.	»
Кварц	0.0007	0.0007	0.0007	»
Магнетит	0.10	0.08	0.023	»

Примечания. 1. Пробы отобраны по Койринойско-Питкярантскому куполу по разрезу вкрест от контакта с гранитами рапакиви с интервалом 1,5—2,0 км. 2. Прочерк означает отсутствие минерала в пробе. 3. Высокое содержание олова в магнетите обусловлено, по-видимому, механической примесью касситерита.

б. Расположение фигуративных точек в области эвтектических составов и вдоль котектической линии полевых шпатов в совокупности с гео-

логическими и петрографическими данными позволяет рассматривать их образование как путем кристаллизации из магмы анхизвтектического состава, так, по-видимому, и путем метасоматоза (гранитизации).

ПОЗДНЕОРОГЕННЫЕ ГРАНИТОИДЫ

Гранитоиды этой группы в Северном Приладожье известны как постладожские граниты (Перекалина, 1962, Судовиков, 1954). Они объединяют комплекс пород от плагио-микроклиновых гранитов до плагиогранитов включительно. Достоверность их выделения возможна в случае прорывания ими образований ладожской или сортавальской серии. Для пород данного комплекса характерны штоковидные, пластовые, пластово-секущие (дайковидные) тела, обычно подчиненные складчатым структурам вмещающих их ладожских сланцев. Размеры тел варьируют от десятков квадратных метров до 0.25 км². Наибольшим распространением гранитоиды пользуются в пределах Питкярантской синклинальной структуры, на мысе Импииниemi и ряде островов Ладожского озера (Руотсинсари, Вихкимонсари). Вмещающие их ладожские сланцы в контакте с ними слабо мигматизированы. Обычно это мелко-среднезернистые породы, гнейсовидные, реже массивные. Минеральный состав гранитоидов: плагиоклаз (олигоклаз) 35—54%, микроклин 20—40%, кварц 25—30%, биотит и амфибол 3—12%. В разностях плагиогранитов и гранодиоритов содержание плагиоклаза возрастает до 65—70%, а микроклина — снижается до 5% и единичных зерен. Структура пород гранитовая, катакlastическая гранитовая, бласто-гранитовая.

Минералы тяжелой фракции позднеорогенных гранитоидов (по 7 протоочкам, весом 10—12 кг) представлены в табл. 5.

Химический и количественно-минералогический состав позднеорогенных гранитоидов приведен в табл. 9, 10.

Особенности химического состава гранитоидов показаны на диаграмме числовых характеристик, составленной по методу А. Н. Заварицкого (рис. 2). Подавляющая часть (шесть из семи) анализированных гранитоидов относится к пересыщенным глиноземом породам и один к нормальным. Среднее отношение K_2O и Na_2O (из 7 анализов), подобно гранитоидам синкинематического комплекса, близко к 1. Среднее содержание элементов-примесей в рассматриваемых гранитоидах (по 10 пробам) приведено в табл. 4. В минеральных фракциях содержание олова составляет (в г/т): в биотите от 28 до 50, в среднем 39; в микроклине 3.8; в плагиоклазе 4; в кварце 3; в магнетите 100.

Содержание олова и других рассеянных элементов в позднеорогенных гранитоидах, а также содержание и распределение олова в породообразующих минералах, согласно приведенным данным, практически мало чем отличается от неоловоносных гранитоидов синкинематического комплекса.

Как видно из пересчета химических анализов на нормативный количественно-минералогический состав (табл. 10), сиалическая часть анализированных пород (сумма $Ab + An + Kfsp + Q$) составляет от 97 до 85%. В четырех анализах сумма $Ab + Kfsp + Q > 80\%$, и эти породы по составу отвечают «стандартному граниту»; в трех других анализах сумма менее 80%, и породы по своему составу относятся к гранодиоритам. Из диаграммы тройной системы (рис. 3) видно, что позднеорогенные гранитоиды, подобно гранитоидам синкинематического комплекса, характеризуются анхизвтектическими и котектическими составами.

Позднеорогенные гранитоиды в Северном Приладожье имеют широко проявленную пегматитовую фацию.

Таблица 9

Химические составы позднеорогенных гранитоидов, вес. %

№ пробы	Порода	Местонахождение	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO
3318	Микроклин-плагиокла- зовый гранит	м. Импиниеми	71.70	0.29	13.82	0.74	2.16
3320	То же	То же	68.92	0.55	15.08	0.1	3.11
96	Плагио-микроклиновый гранит	Хепоселька (к-50) . .	73.6	0.04	13.55	0.1	1.01
97	Плагио-микроклиновый гнейсо-гранит	То же	68.01	0.12	16.10	0.57	1.37
129	Плагиоклазовый гранит, слабо гнейсовидный	Дайка на мысе восточ- нее м. Импиниеми	74.12	0.08	14.47	0.77	0.40
131	Плагиоклазовый гней- со-гранит	Дайка на Питкярант- ском участке . . .	70.68	0.40	14.22	1.13	2.62
138	То же	Уксинско-Ристинием- ский участок . . .	65.14	0.50	15.83	0.90	3.59
Среднее			70.31	0.28	14.72	0.62	2.04

Таблица 10

Нормативный состав позднеорогенных гранитоидов по П. Ниггли

№ пробы	Нормативный количественно-минералогический состав					Пересчет на 100% сиали- ческой части		
	Ab	An	Ort	Q	Прочие	Pl	Ort	Q
3318	37.0	7.6	13.8	30.6	11.0	50.1 (17)	15.5	34.4
3320	34.8	12.8	12.3	27.1	13.0	54.7 (27)	14.1	31.2
96	24.0	9.0	39.0	25.2	2.8	34.1 (27)	40.0	25.9
97	30.5	2.0	30.6	24.9	12.0	36.9 (6)	34.8	28.3
129	36.5	4.0	24.2	31.3	4.0	42.2 (10)	25.2	32.6
131	33.1	11.5	13.6	31.3	10.5	49.9 (26)	15.2	34.9
138	34.9	17.8	8.2	23.9	15.2	62.1 (34)	9.7	28.2
Среднее	35.0	9.1	19.6	27.0	9.3	48.6 (21)	21.6	28.8

Примечание. В скобках указан номер плагиоклаза.

ПОСТОРОГЕННЫЕ ОЛОВОНОСНЫЕ ГРАНИТЫ РАПАКИВИ

Гранитоиды данного комплекса слагают Питкярантско-Тулумозерский массив гранитов рапакиви, который представляет собой вытянутую в северо-западном направлении почти на 100 км интрузию. Массив расположен в южной краевой части Балтийского щита и приурочен к области сочленения древнего Карельского срединного массива с Восточно-Финляндской синклинальной зоной карелид. По отношению к структурам вмещающих пород Питкярантско-Тулумозерский массив гранитов рапакиви занимает дискордантное положение. На западе и северо-западе он почти под прямым углом сечет протерозойские образования сортавальской и ладожской серий и купола гнейсо-гранитов. На востоке, между озерами Туломозеро и Коватъярви, расположенными за пределами Северного Приладожья, контакты интрузива имеют тот же характер. Юго-восточная половина массива перекрыта мощными четвертичными отложениями, и контур его

MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	П. п. п.	SO ₃	CO ₂	H ₂ O	F	B ₂ O ₃	Сумма
0.03	1.50	0.87	3.40	4.0	0.12	0.79	—	—	0.12	—	Не опр.	99.66
0.05	2.50	1.20	2.90	3.85	0.15	0.80	—	—	0.21	—	» »	99.63
0.04	0.98	0.58	6.90	2.60	0.01	0.18	0.11	0.16	0.30	0.03	0.004	100.19
0.03	1.46	0.86	6.70	3.30	0.05	0.98	0.08	Не обн.	0.17	0.019	0.0053	100.0
0.04	0.78	0.12	4.20	4.00	—	0.60	—	—	—	0.02	0.0064	99.60
0.05	2.24	0.68	3.30	3.60	—	0.74	—	—	—	0.026	0.0058	99.69
0.05	3.53	1.70	2.80	3.80	—	1.61	—	—	0.10	—	0.0054	99.55
0.03	1.86	0.84	4.31	3.88	0.08	0.77	0.09	—	0.13	0.016	0.0055	99.98

здесь устанавливается только по геофизическим данным. В районе поселка Салми вдоль юго-западного контакта гранитов рапакиви на коре выветривания гранитов залегают породы осадочно-вулканогенной салминской свиты.

Контакты гранитов рапакиви с вмещающими породами крутые до вертикального. В районе Питкярантского, Кительского и Кулисмайокского рудных полей характерно широкое развитие апофиз гранитов рапакиви.

По представлениям Т. Г. Сахама (Sahama, 1945), Т. В. Билибиной (1960) массив имеет однородное строение, а слагающие его петрографические разновидности пород (овоидные, равномернозернистые и порфировидные с мелкозернистой основной массой) характеризуются постепенными переходами; по данным Л. П. Свириденко (1965), в строении массива выделяется пять интрузивных фаз (от ранних к более поздним): 1) выборгит — крупновоидный порфировидный гранит; 2) равномернозернистый биотитовый гранит; 3) питерлит — крупновоидный порфировидный гранит; 4) неравномернозернистый, участками порфировидный гранит; 5) крупновоидный порфировидный гранит с мелкозернистой основной массой. Солидаризуясь с представлениями Л. П. Свириденко о гетерогенном строении Питкярантско-Туломозерского массива, по нашим данным правильнее было бы в пределах обнаженной северо-западной части массива выделять только три фазы гранитоидов: первую — крупновоидные порфировидные граниты (1-я, 3-я и 5-я фазы по Л. П. Свириденко); вторую — среднезернистые слабопорфировидные, реже равномернозернистые граниты (2-я фаза по Л. П. Свириденко); третью — мелкозернистые, иногда порфировидные, разнозернистые или пегматоидные граниты (4-я фаза по Л. П. Свириденко).

Граниты перечисленных интрузивных фаз содержат жилы аплита, обычно приуроченные к трещинам отдельности. За пределами массива, южнее горы Хопунвара, известны две дайки гранит-порфира, которые предположительно связываются с гранитами рапакиви.

Граниты первой фазы слагают юго-восточную часть массива. По внешнему облику это крупновоидные порфировидные граниты, в которых порфировые вкрапленники представлены калиевым полевым шпатом, иногда

с олигоклазовой оболочкой шириной от 1 до 5 мм. Размер вкрапленников колеблется от 1×1.5 до 4×6 см; преобладает овальная форма их. Основная масса гранита имеет мелко-крупнозернистое сложение. Граниты состоят из (в среднем, %): ортоклаз-пертита 54.7, плагиоклаза трех генераций 12, кварца двух генераций 26.5, роговой обманки и подчиненного количества биотита 5.2, а также акцессорных минералов.

Равномернозернистые биотитовые граниты второй фазы слагают северную часть массива площадью около 150 км². Они отличаются от гранитов первой фазы отсутствием овоидов. Обычно это среднезернистые, слабо порфировидные породы с идиоморфным дымчато-черным кварцем. Минеральный состав их (в среднем, %): калишпат 52, плагиоклаз двух генераций 10, кварц 34.0, биотит 3.0, реже встречаются миароловые пустоты, выполненные калишпатом, морионом, флюоритом, гранатом (вблизи скарных залежей) и касситеритом, а также акцессорные минералы.

Граниты третьей фазы слагают несколько обособленных выходов в западной части Питкярантско-Тулумозерского массива. Эти граниты характеризуются частой фациальной изменчивостью и наличием миарол с калишпатом, морионом, флюоритом, топазом. Среди них выделяются разномасштабные, мелкозернистые, иногда порфировидные и пегматоидные граниты, нередко с постепенными взаимопереходами. Они состоят из калиевых полевых шпатов (46—60%), плагиоклаза (8—12%), кварца (25—34%) и биотита (2—5%), реже встречается роговая обманка.

К этой же фазе гранитов рапакиви относятся многочисленные тела мелкозернистых биотитовых гранитов, образующих штоки, дайки, жилы или апофизы во вмещающих породах питкярантской свиты, ладожской серии и гнейсо-гранитах. Тела этих гранитов имеют небольшие размеры и, как правило, крутые контакты, согласные со слоистостью (сланцеватостью, гнейсовидностью) вмещающих пород. Известная в настоящее время область их распространения ограничивается экзоконтактовой зоной Питкярантско-Тулумозерской интрузии гранитов рапакиви, охватывая, главным образом, рудные поля Питкяранты, Кителя, Уксы и др. У большинства исследователей принадлежность их к данному интрузивному комплексу не вызвала сомнений. Однако в последнее время высказываются предположения о связи их с постпротерозойской автономной тектоно-магматической активизацией (В. В. Яковлева).

Гранит-порфиры слагают единичные дайки во вмещающих породах экзоконтактовой зоны массива рапакиви. Мощность их не превышает нескольких метров. Контакты с вмещающими породами обычно четкие, прямолинейные с крутым падением на юго-запад. Порфировые вкрапленники представлены калишпатом, олигоклазом и кварцем. Вокруг некоторых вкрапленников калишпата наблюдаются олигоклазовые оторочки. Плагиоклаз вкрапленников представлен олигоклазом № 12—15. Кроме отмеченных минералов, в основной массе присутствуют: биотит (5%), роговая обманка; акцессории — флюорит, циркон, апатит, топаз. Химический состав гранит-порфира близок к среднему составу гранита рапакиви первой фазы (табл. 11).

Жильные образования, связанные с гранитами рапакиви, представлены аплитами, аплитопегматитами и пегматитами. Аплиты слагают пластовые тела и линзы неправильной формы во всех разновидностях гранитов рапакиви, в которых они обычно приурочены к системе трещин отдельности широтного и меридионального простирания. Наиболее часто они встречаются в зоне западного эндоконтакта массива. Мощность их не превышает одного метра. Для аплитов характерны тонко-мелкозернистая, гипидиоморфно-зернистая структуры. Местами на фоне мелкозернистой кварцево-полевошпатовой массы выделяются крупные округлые зерна черного кварца, реже полевого шпата. В таких случаях порода напоминает порфировидный

микрогранит. В ряде мест (Укса, Люпикко) такие порфировидные микрограниты слагают значительные (до нескольких сотен квадратных метров) площади главным образом вблизи контакта гранитов рапакиви с вмещающими породами. Средний минералогический состав аплита приведен в табл. 12. По химическому составу аплиты наиболее близки гранитам третьей фазы (табл. 11).

Пегматиты и кварцевые жилы образуют в материнских гранитах, особенно в разнотекстурных и аплитах, небольшие обособления линзовидной формы, а также единичные линзовидные тела или жилы мощностью до 0.3—0.5 м, редко более.

Содержание акцессорных минералов в гранитах рапакиви по данным Л. П. Свириденко и автора приведено в табл. 13. Химический и минералогический состав гранитов рапакиви приведен соответственно в табл. 11, 12. Числовые их характеристики показаны на рис. 2.

Из этих данных следует:

граниты рапакиви первой и второй фаз (за редким исключением) относятся к породам нормального ряда, а среди гранитов III фазы преобладают пересыщенные глиноземом;

в гранитах рапакиви всех фаз по сравнению с обычными гранитами отмечается повышенное содержание щелочей при преобладании калия над натрием;

граниты второй и третьей фаз характеризуются высоким содержанием кремнекислоты и пониженным содержанием кальция, магния и железа.

Приведенные данные сближают их с оловоносными гранитами других районов.

Содержание элементов-примесей и олова в гранитах рапакиви, а также олова в минеральных фракциях этих гранитов приведено в табл. 14 и 15. Данные указанных таблиц показывают, что среднее содержание в гранитах рапакиви Sn, Y, Yb, Nb, Ga, Zn, Cu, Pb и F в 1.5—5 раз превышает соответствующие их кларки в кислых породах; концентрация Zr в 3—5 раз ниже кларка, а содержание Ge, Mo, Sc, Ag и В примерно соответствует среднекларковому. Для Sn, Be, Zr, Y, Yb, Nb, Cu, Zn и F характерно закономерное увеличение их концентрации от первой ко второй и третьей фазе гранитов. Содержание олова в минеральных фракциях (биотите, полевых шпатах и кварце) также подчиняется этой закономерности. Для гранитов рапакиви, особенно для второй и третьей фаз, по сравнению с другими гранитоидами района характерно более высокое содержание олова, составляющее 13—18 г/т, что превышает кларк (3 г/т) в 4—6 раз. Содержание его в биотите составляет 460—1000 г/т, что в 10—20 раз выше содержания олова в биотитах неоловоносных гранитов.

Таким образом, по количеству олова в породе и особенно в биотите граниты рапакиви второй и третьей фаз являются оловоносными.

Из диаграммы (рис. 3) видно, что средние нормативные составы сиалической части оловоносных гранитов второй и третьей фаз, аплитов и гранит-порфиров характеризуются эвтектическим составом тройного минимума системы. Положение фигуративной точки среднего состава гранитов первой фазы ниже котектической линии в области кристаллизации калишпата, возможно, свидетельствует об аутометасоматическом, а не магматическом образовании порфировидных (порфиробластических) и овоидных обособлений калишпата. Состав альбитизированных гранитов также не соответствует составу тройного минимума системы, что видимо, обусловлено процессами альбитизации.

Генетическая связь альбитизированных гранитов, развитых в зоне экзоконтакта массива, с ранними фазами гранитов рапакиви устанавливается не только сравнением их структурно-текстурных особенностей, минерального и химического состава, но и с помощью метода, предложенного

Таблица 11

Химические составы гранитов рапакиви, вес. %

№ пробы	Порода	Фаза	Местонахождение	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
120	Крупнозернистый гранит	I	Скальные выходы около моста через р. Пексин-Йоки (дорога Колатселька—Питкярanta)	73.82	0.15	12.75	0.77
121	Крупнозернистый гранит с мелкозернистой основной массой	I	Скальные выходы около моста через р. Уксу (та же дорога)	73.48	0.22	12.58	0.91
122	Крупнозернистый гранит с порфиобластами калишпата		Скальные выходы в 1,5 км западнее пробы № 121	70.90	0.50	13.23	1.02
Обр. 130	Порфировидный гранит с мелкозернистой основной массой черного цвета	I	Скв. 11, гл. 122,4 м, участок Салми	71.13	0.04	12.82	0.21
Обр. 9	То же		Скв. 8, участок Салми	72.12	0.18	13.57	0.33
145	Овоидный гранит	I	Вершина г. Муставара	70.38	0.26	14.40	1.24
123	То же (гранит V фазы по Л. П. Свириденко)	I	В 1,5 км западнее пробы № 122 по дороге на Питкярanta	69.90	0.38	11.00	1.25
124	Крупнозернистый гранит рапакиви (гранит V фазы по Л. П. Свириденко)	I	В 200 м на запад по дороге от пробы № 123	66.62	0.72	13.20	3.77
1495	Среднезернистый гранит рапакиви	II	Скв. 93, участок Кителя	74.96	0.08	12.71	0.64
4031	То же	II	То же	74.80	0.08	12.51	0.32
4033	» »	II	» »	73.08	0.15	12.52	0.47
90	Среднезернистый гранит	II	В 1,2 км на юг от Кительского участка	74.96	0.1	12.07	1.07
102	То же	II	Скв. 101, участок Кителя	75.9	0.13	11.55	0.14
103	» »	II	То же	76.36	0.13	10.91	1.06
125	» »	II	В 12,8 км по дороге на запад от пробы 124	74.58	0.15	12.49	1.57
126	» »	II	В 4,5 км по дороге на запад от пробы 125	76.36	0.08	12.25	1.22
142	» »	II	г. Муставара, западный склон	75.70	0.15	11.90	0.99
155	Среднезернистый гранит с дымчатым кварцем	II	Участок Кителя	75.80	0.15	11.78	0.86
157	Среднезернистый гранит	II	Участок Кителя, в 20 м от пробы № 155	76.40	0.15	11.37	1.11
1479	Среднезернистый гранит из дайки в скалах	II	Скв. 93, участок Кителя	75.54	0.04	12.08	0.86
4447 *	Среднезернистый гранит из апофизы	II	Скв. 77, участок Кителя, из эндоконтакта апофизы (висячий бок)	72.32	0.23	11.82	2.02
4448	То же	II	Скв. 77, центральная часть апофизы	74.88	0.08	12.13	1.16
4449 *	» »	II	Скв. 77, из эндоконтакта апофизы (лежащий бок)	72.88	0.16	11.75	2.58
153	Разнозернистый гранит	III	В 1610 м по железной дороге от ст. Укса	74.92	0.16	12.38	0.96
161	Разнозернистый порфировидный гранит	III	Скв. 129, гл. 185—203 м, Уксинский участок	74.50	0.15	12.70	0.84
144	То же	III	Гора Муставара, в 200 м на юг от пробы 142	74.42	0.16	12.66	0.92
87	Мелкозернистый порфировидный гранит	III	В 1,5 км восточнее Кительского участка	74.46	0.11	12.56	0.92
159	Разнозернистый порфировидный гранит	III	В 1600 м по железной дороге в сторону Олонца от переезда в Уксе	74.56	0.15	12.73	1.19
143	Мелкозернистый альбитизированный гранит	III ^a	Гора Муставара, в 200 м на север от пробы 142	76.04	0.01	12.97	0.66
127	Разнозернистый альбитизированный гранит	III ^a	Скв. 144, гл. 24,6 м, участок Валкеа-лампи	74.72	0.15	12.06	1.11
133	Мелкозернистый альбитизированный гранит	III ^a	Скв. 135, гл. 122—128 м, Хопунвара	75.62	0.03	13.02	0.09
146	То же	III ^a	В 50 м на север от скв. 37, участок Хопунвара	76.27	0.01	13.02	0.50
151	Мелкозернистый, участками пегматоидный гранит	III ^a	Скв. 60, гл. 38—48 м, южное обрамление Люпиковского купола	74.96	0.11	12.86	0.84
152	Мелкозернистый альбитизированный гранит	III ^a	Скв. 60, гл. 150—159 м, южное обрамление Люпиковского купола	76.20	0.11	12.75	0.65
88	Аплит		В граните III фазы, вблизи пробы № 87	75.35	0.04	12.6	0.59
95	То же		В граните II фазы	75.24	0.03	12.74	0.76
104	» »		В граните II фазы. Скв. 101, участок Кителя	76.04	0.06	11.98	0.99
148	Гранит-порфир		Западное Люпикко	71.36	0.37	12.95	1.27
Средний состав:							
гранитов I фазы (8 ан.)				71.0	0.28	13.32	1.19
гранитов II фазы (13 ан.)				75.33	0.11	12.02	0.88
гранитов III фазы (5 ан.)				74.57	0.15	12.61	0.95
альбитизированных гранитов III фазы (6 ан.)				75.64	0.07	12.78	0.64
аплитов рапакиви (3 ан.)				75.54	0.04	12.44	0.78

Примечание. Анализы, отмеченные звездочкой, при подсчете среднего состава не учтены.

FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	П. п. п.	SO ₃	CO ₂	H ₂ O	F	B ₂ O ₃	Σ
1.78	0.04	0.95	0.11	5.18	3.49	—	0.31	—	—	Не опр.	0.033	0.0047	99.39
2.24	0.02	1.17	0.13	5.26	3.16	—	0.26	—	—	0.03	0.042	0.0045	99.49
2.87	0.04	1.51	0.48	5.20	3.10	—	0.70	—	—	0.11	0.059	0.0057	99.52
0.90	0.11	2.52	0.29	5.40	4.0	0.02	2.07	0.05	—	0.11	Не опр.	Не опр.	99.75
1.55	0.04	1.10	0.64	5.60	3.70	0.05	1.09	0.02	—	0.06	» »	» »	100.11
1.58	0.04	1.00	0.15	6.80	3.40	—	0.19	—	—	0.10	0.060	0.0043	99.60
2.87	0.06	1.68	0.20	5.60	3.40	—	0.30	—	—	0.24	0.031	0.0057	99.62
3.30	0.06	1.71	0.51	5.10	3.00	—	1.11	—	—	0.23	0.051	0.0065	99.39
0.70	0.04	0.81	0.49	4.50	4.20	0.01	0.05	0.02	0.14	0.20	0.095	0.0045	99.60
1.19	0.02	0.86	0.44	5.20	4.10	0.01	—	0.01	0.17	0.15	0.26	0.0037	100.06
1.93	0.03	1.20	0.42	6.2	3.10	0.03	0.10	0.01	0.18	0.22	0.34	0.0046	99.98
0.02	0.84	0.28	4.80	3.30	0.02	0.12	0.01	0.01	0.14	0.18	0.11	0.0032	99.52
2.10	0.05	1.00	0.20	5.0	3.0	0.01	0.32	0.03	Не опр.	0.04	0.19	0.0040	99.70
1.39	0.04	0.91	0.26	5.0	2.9	0.02	0.21	0.02	» »	0.08	0.19	0.0040	99.56
1.14	0.03	0.62	0.12	5.10	3.50	—	0.20	—	—	0.15	0.13	0.0066	99.79
0.43	0.02	0.56	0.10	4.80	3.50	—	0.31	—	—	Не обн.	0.10	0.0052	99.74
1.29	0.02	0.04	0.10	5.10	3.20	—	0.42	—	—	» »	Не опр.	0.0044	99.61
1.55	0.04	1.18	0.10	4.80	2.90	—	0.31	—	—	» »	0.16	0.0038	99.63
1.18	0.05	0.62	0.10	5.50	2.80	—	0.29	—	—	0.10	0.14	0.0040	99.71
1.20	0.08	1.38	0.78	3.90	3.60	0.02	0.06	0.02	0.26	0.04	0.12	0.0036	99.91
2.32	0.07	1.76	0.48	4.30	3.40	Не обн.	0.13	0.01	Не обн.	Не обн.	0.70	0.0097	99.56
1.06	0.03	1.20	0.24	5.20	3.30	» »	—	0.01	» »	0.22	0.39	0.0064	99.55
1.46	0.06	1.37	0.36	5.40	3.40	0.01	—	0.016	0.11	—	0.48	0.0066	99.93
1.23	0.02	0.80	0.10	4.70	3.50	—	0.56	—	Не обн.	Не обн.	0.18	0.0053	99.42
1.21	0.03	1.20	0.10	4.90	3.30	—	0.42	—	—	» »	0.40	0.0052	99.68
1.35	0.02	0.67	0.10	5.40	3.40	—	0.33	—	—	» »	0.098	0.0044	99.53
1.08	0.02	0.64	0.46	5.30	3.75	0.01	0.26	0.01	0.18	0.20	0.19	0.0033	100.15
1.32	0.03	0.84	0.10	4.70	3.40	—	0.36	—	—	Не обн.	0.28	0.0055	99.57
0.71	0.02	0.56	0.10	3.40	4.90	—	0.05	—	—	» »	0.16	0.0043	99.48
1.78	0.03	0.95	0.11	4.80	3.40	—	0.22	—	—	» »	0.35	0.0065	99.69
1.15	0.03	0.09	0.10	4.20	4.40	—	0.11	—	—	» »	0.41	0.0057	99.97
0.71	0.02	0.34	0.10	3.80	4.40	—	—	—	—	» »	0.34	0.0050	99.38
0.77	0.02	0.95	0.10	4.60	3.70	—	0.13	—	—	0.02	0.038	0.0057	99.35
0.68	0.02	0.72	0.10	4.10	4.20	—	0.01	—	—	Не опр.	0.28	0.0063	99.63
0.94	0.02	0.77	0.30	4.60	3.70	0.02	0.32	0.01	0.15	0.20	0.15	0.0034	99.79
0.84	0.02	0.36	0.07	5.20	4.0	0.01	0.17	0.02	Не обн.	0.07	0.66	0.0046	99.67
0.96	0.05	0.98	0.22	4.01	3.70	0.01	0.12	0.02	» »	0.06	0.25	0.0051	99.52
2.64	0.06	1.51	0.35	5.40	3.20	—	0.52	—	—	0.05	0.02	0.0044	99.70
2.14	0.05	1.46	0.31	5.30	3.41	0.03	0.72	0.03	Не опр.	0.11	0.046	0.0052	99.60
1.20	0.04	0.92	0.27	5.01	3.34	0.01	0.03	0.01	0.11	0.18	0.18	0.0045	99.57
1.24	0.02	0.81	0.17	5.00	3.47	0.01	0.12	0.01	0.18	0.04	0.23	0.0048	99.68
0.97	0.02	0.74	0.10	4.15	4.17	Не опр.	0.08	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0.32	0.0056	99.69
0.91	0.03	0.70	0.20	4.60	3.80	0.01	0.20	0.02	0.05	0.11	0.16	0.0044	99.55

Таблица 12

Нормативный состав гранитов рапакиви по П. Ниггли

Порода	Число анализов	Количественно-минералогический состав					Пересчет на 100% сиалической части		
		Ab	Ap	Ort	Q	прочие	Pl	Ort	Q
Граниты									
I фазы	8	31.5	4.6	30.6	25.5	6.8	38.8 (13)	32.8	28.4
II фазы	13	30.6	3.4	28.2	34.0	3.8	35.4 (10)	29.3	35.3
III фазы	5	31.6	4.0	28.1	32.7	3.6	36.6 (11)	29.1	34.3
III фазы (альбитизированные)	6	38.0	3.5	23.5	32.3	2.7	42.6 (8)	24.1	33.3
Аплит	3	34.6	3.6	26.2	33.1	2.6	39.1 (9)	26.9	34.0
Гранит-порфир	1	29.8	5.0	30.2	27.5	7.5	37.6 (14)	32.7	29.7

Примечание. В скобках указан номер плагиоклаза.

Таблица 13

Содержание акцессорных минералов в породах Питкярантско-Тулумозерского массива рапакиви, г/т

Минерал	I фаза	II фаза	III фаза	Аплит	Гранит-порфир
Циркон	19,06—767,04	7,24—676,1	4,52—494,41	2,86—2113,65	19,07
Апатит	0,47—52,9	Ед. зн. — 20,3	Ед. зн. — 193,5	Ед. зн. — 15,79	0,34
Флюорит	Ед. зн. — 936,0	9,67—879,9	183,69—727,72	135,33—7562,5	—
Рутил	Ед. зн. — 1,27	Ед. зн. — 10,14	Ед. зн. — 18,94	Ед. зн. —	—
Анастаз	Ед. зн. — 1,37	Ед. зн. — 10,14	Ед. зн. — 0,05	Ед. зн. — 0,17	—
Сфен	0 — Ед. зн.	0 — Ед. зн.	0 — Ед. зн.	0 — Ед. зн.	—
Моноцит	Ед. зн. — 0,76	Ед. зн. — 10,14	—	0 — 0,36	—
Турмалин	—	0 — 0,29	0 — 22,70	0 — 0,17	—
Шеелит	—	0 — 50,7	0 — 0,19	0 — 7,22	—
Касситерит	—	0 — 3,32	—	—	—
Ортит	0 — 255,12	—	0 — 37,15	0 — Ед. зн.	—
Сфалерит	—	0 — Ед. зн.	0 — 0,08	0 — 29,74	—
Пирит	0 — 13,60	0 — 50,7	Ед. зн. — 2,26	Ед. зн. — 31,58	68,48
Галенит	—	—	0 — 0,05	0 — 22,56	—
Арсенопирит	—	—	0,27	—	—
Молибденит	0 — 2,78	—	—	0 — 0,17	—
Халькопирит	—	—	0,4 — 4,52	0,17 — 10,38	34,07
Ильменит	41,26—1388,62	Ед. зн. — 280,6	Ед. зн. — 152,74	Ед. зн. — 234,8	85,18
Гематит	0 — 890,32	0 — 852,87	0 — 235,64	0 — 135,33	68,14
Лимонит	0 — 15,5	0 — 270,40	0 — 7,17	0 — 225,55	—
Пироксен	0 — 26,45	0 — 135,2	0 — 0,8	0 — 135,93	—
Гранат	Ед. зн. — 1,38	Ед. зн. — 338,05	Ед. зн. — 31,07	Ед. зн. — 405,65	—
Кианит	0 — 1,13	0 — 6,52	0 — 1,19	0 — 0,17	—
Ставролит	Ед. зн. — 0,60	0 — 0,72	0 — Ед. зн.	—	—
Эпидот	Ед. зн. — 159,7	0 — 180,75	0,05 — 18,57	Ед. зн. — 149,45	151,95
Магнетит	1,86—494,3	0 — 2781,10	6,12—188,81	12,54—451,1	20,44

Г. С. Момджи (1965). Значения H , C , M и E , вычисленные согласно указанному методу, приведены в табл. 16 и на рис. 4. Из положения точек (H , M , как и H , C) на одной кривой следует: рассматриваемые фазы гранитов рапакиви образуют один генетический комплекс; последовательность расположения точек соответствует выделяемым фазам; закономерное увеличение отношения окисного железа к закисному (E) от первой ко второй фазе, сохранение этого значения до третьей фазы и некоторое уменьшение его в альбитизированных гранитах этой фазы.

Дополнительные характеристики (коэффициент агапайности, отношение Na и K) изменяют свои значения также закономерно (табл. 16): коэф-

Таблица 14

Содержание рассеянных элементов в рапакиви, г/т

Компоненты	I фаза		II фаза		III фаза	
	пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее
Sn	4—8	6	4—65	13	6—61	18
Be	1—10	4	1—10	6	1—30	12
Zr	1—100	40	3—100	55	3—300	70
Y	10—300	70	10—1000	90	10—300	90
Yb	3—30	10	0—30	15	0—30	20
Nb	—	—	0—100	70	0—200	150
Sc	2.5	—	2.5	—	2.5	—
Ga	30—100	60	10—100	40	10—100	40
Ge	—	2	—	2	—	2
Mo	0—3	1	0—3	2	0—2	1
Cu	3—30	20	3—100	24	0—100	28
Zn	0—100	30	0—300	85	0—300	85
Pb	3—100	30	3—100	21	3—100	36
Ag	—	—	0—1	—	0—1	—
F	310—590	460	950—3900	1800	980—4000	2300
B ₂ O ₃	43—65	52	36—64	45	33—55	48

Таблица 15

Распределение олова в минеральных фракциях, г/т

Минерал	I фаза			II фаза		III фаза		Аплит
	121	124	145	89	91	87	151	88
Биотит	60	—	53	150	120	460	130	1000
Амфибол	—	55	—	—	—	—	—	—
Микроклин	4.2	11	4.8	22	40	66	60	7
Плагиоклаз	3.8	6	3.2	14	7	40	54	7
Кварц	3	16	6.2	33	7	110	20	80
Магнетит	65	110	110	800 *	540	100	—	1000
Флюорит	—	—	—	—	Сл.	17	—	120

Примечания. 1. В пробе 151 биотит мусковитизирован (альбитизированный и грейзенизированный гранит). 2. Прочерк показывает отсутствие минерала в пробе. 3. Звездочкой отмечено высокое содержание олова в магнетите, обусловленное присутствием механической примеси касситерита.

Коэффициент агаптитности возрастает от первой фазы к третьей и несколько снижает свое значение в альбитизированных гранитах; отношение Na и K возрастает от первой фазы до альбитизированных гранитов включительно. Приведенные данные, как представляется, однозначно свидетельствуют о единой генетической серии рассматриваемых пород. Об этом же свидетельствует и расположение на одной кривой фигуративных точек фаз гранитов, выделенных Л. П. Свириденко. Однако непоследовательное расположение их на кривой, а также отсутствие закономерного изменения от фазы к фазе величин E, K, Na : K и содержания олова в биотите свидетельствует, по нашему мнению, не в пользу представлений о пятифазном строении Питкярантско-Тулумозерского массива гранитов рапакиви.

Становление интрузии гранитов рапакиви сопровождалось термальным и метасоматическим воздействием на вмещающие породы. Кварцево-биотитовые сланцы в непосредственном контакте преобразовались в биотито-мусковито-кордиеритовые роговики с порфиروбластами калишпата, которые по мере удаления от контакта сменяются биотито-мусковитовыми и биотитовыми роговиками. Ширина ореола контактового метамор-

Таблица 16

Значения чисел, вычисленные по методу Г. С. Момджи, по данным автора и Л. П. Свириденко (1965)

Порода	Фаза	М	С	Н	Е	Na : K	$\frac{Na}{Al - K}$ (Ka)
--------	------	---	---	---	---	--------	--------------------------

По данным автора

Овоидные граниты	I	2.7	10.0	87.3	0.5	0.25	0.78
Среднезернистые граниты . .	II	2.6	6.8	90.6	0.7	1.01	0.82
Мелко-среднезернистые, иногда порфириовидные, граниты . .	III	1.7	6.0	92.3	0.7	1.05	0.84
Альбитизированные граниты III фазы	IIIa	1.3	5.4	93.3	0.6	1.51	0.83

По данным Свириденко

Выборгиты	I	3.7	8.9	87.4	0.7	0.71	0.61
Равномернозернистые граниты	II	1.3	5.9	92.8	0.7	0.94	0.73
Питерлиты	III	2.4	6.3	91.3	0.5	0.83	0.61
Мелко-разнозернистые порфириовидные граниты	IV	3.0	7.5	89.5	1.10	0.82	0.69
Овоидные граниты	V	3.3	7.9	88.8	0.4	0.79	0.60

физма колеблется от первых метров до десятков метров. В гнейсо-гранитах куполов контактовых изменений, как правило, не наблюдается. Доломитовые мраморы и ранние скарны в контакте со среднезернистыми гранитами второй фазы превращены в известковые скарны магнезиально-скарновой формации. С постмагматической деятельностью третьей фазы гранитов рапакиви во вмещающих породах широко проявились кварц-полевошпатовый метасоматоз и грейзенизация. В гранитах экзоконтактовой зоны массива наблюдается интенсивная альбитизация и частично грейзенизация, обусловившие образование альбитовых апогранитов.

Положение апогранитов Северного Приладожья в ряду аналогичных пород других районов СССР отображено на диаграмме (рис. 5).

Внешне это лейкократовые породы, имеющие облик аплитовидных или мелкозернистых гранитов, на фоне светлой альбитовой массы которых выделяются пластинки зеленоватого мусковита и биотита. Пространственно и естественно генетически апограниты ассоциируются с альбитизированными гранитами, образуя с ними — при достаточной мощности последних — постепенные переходы. Они состоят из альбита (60—80%), кварца (5—30%), микроклина (10—20%), биотита (2—5%), мусковита (ед. чешуйки — 6%), флюорита (0.5—10%), топаза (ед. зерна — 4%) и акцессориев: циркона, касситерита, сфалерита, апатита, стрюверита, монацита.

Для апогранитов характерны две генерации альбита. Первая, менее распространенная, но пользующаяся наибольшим развитием в альбитизированных гранитах, представлена призматическими полисинтетически сдвойникованными кристаллами альбита № 5—10, отчетливо замещающими более ранние олигоклаз и микроклин. Часто характер сдвойникования этой генерации сближает ее с «шахматным» альбитом. Этот альбит замещается поздним микроклином, флюоритом, кварцем. Вторая модификация образует лейстовидные полисинтетические сдвойникованные кристаллы альбита № 0—8. Лейсты альбита по взаимоотношениям их с микроклином и кварцем образуют как бы две генерации: раннюю (до обособления вкрапленников кварца и микроклина) и позднюю.

Микроклин также образует две генерации. Первая из них представлена пертитсодержащей разновидностью, иногда с реликтовыми включе-

ниями олигоклаза. Вторая генерация обладает четкой двойниковой решеткой, отсутствием пертитовых вростков и идиоморфизмом кристаллов; иногда насыщена мелкопластинчатым альбитом.

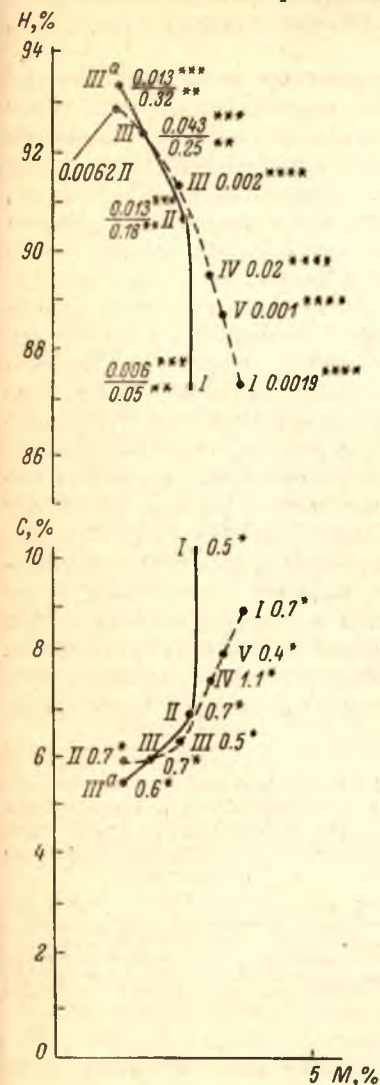


Рис. 4. Кривые отношений катионов, полученные для гранитов рапакиви.

I—V — фазы гранитов (сплошная линия — по данным автора, пунктирная — по материалам Л. П. Свириденко); IIIa — альбитизированные граниты третьей фазы (по данным автора); звездочками отмечены: одной — отношение атомных количеств трех- и двухвалентных катионов железа (E), двумя — содержание фтора в вес. %, тремя и четырьмя соответственно — содержание олова в биотите (вес. %) по материалам автора и Л. П. Свириденко.

замещает биотит и ранний микроклин, ассоциируется с флюоритом и топазом. Некоторые маломощные тела (1.5—2.0 м) мелкозернистых биотитовых гранитов в скарных залежах метасоматически преобразованы в бесквар-

царь, помимо реликтовых зерен первичного магматического происхождения, также образует две генерации метасоматического происхождения. Так называемый грейзеновый кварц имеет подчиненное значение и образует крупные, неправильной формы зерна, переполненные реликтами полевых шпатов. Для него обычна ассоциация с мусковитом и топазом; он отчетливо замещает ранний микроклин и альбит и близко одновременен с поздним микроклином и альбитом. Наибольшим распространением пользуется так называемый порфиробластовый кварц, как правило, наблюдающийся в округлых выделениях от 0.5 до 7—8 мм. Для этой генерации очень характерно включение мелких зерен альбита, располагающихся по зонам, соответствующим граням призм кварца. С поздним альбитом эта генерация также близко одновременна.

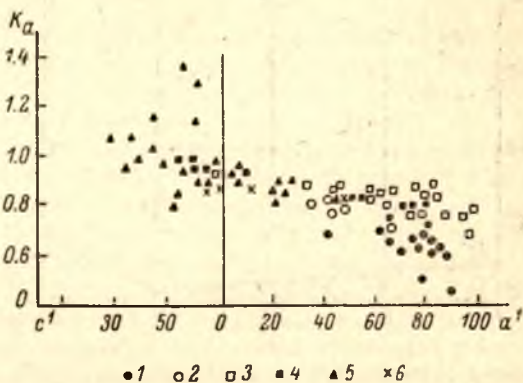


Рис. 5. Состав альбитовых апогранитов по диаграмме коэффициент апатности (K_a) — коэффициенты c^1 — a^1 .

1 — мусковито-микроклинно-кварцево-альбитовые апограниты; 2 — те же апограниты, сформированные в зоне экзоконтакта; 3 — литионито-амазонито-кварцево-альбитовые апограниты; 4 — биотито-микроклинно-кварцево-альбитовые апограниты; 5 — рибекито-микроклинно-кварцево-альбитовые апограниты; 6 — апограниты Питкярантско-Тулдозерского массива рапакиви.

Биотит представлен мелкими (до 1 мм) листочками, в значительной степени хлоритизированными.

Мусковит представлен мелкопластинчатой разновидностью, отчетливо замещает биотит и ранний микроклин, ассоциируется с флюоритом и топазом.

Некоторые маломощные тела (1.5—2.0 м) мелкозернистых биотитовых гранитов в скарных залежах метасоматически преобразованы в бесквар-

цевые альбититы. В составе последних, помимо альбита, составляющего 70—90%, присутствуют мусковит 0—10%, хлорит (биотит) 0—10% и флюорит 5—15%. В качестве примеси в них отмечаются касситерит (0.5%), циркон (0.5%) и сфалерит.

Изменение химического состава мелкозернистых гранитов третьей фазы в процессе формирования альбитовых редкометалльных апогранитов (рис. 6) характеризуется резким возрастанием роли натрия, алюминия и соответствующим уменьшением калия и двухвалентного железа, а для альбититов еще большим привносом натрия, алюминия, а также фтора, двух- и трехвалентного железа при интенсивном выносе кремния и калия.

Внедрение гранитов рапакиви происходило, как уже отмечалось, вдоль глубинного разлома, приуроченного к зоне сочленения древнего фундамента с породами сортавальской и ладожской серий, мощность которых в этом районе достигает 2.5—3.5 км. По ряду признаков: дискордантность контактов, наличие биотитовых роговиков и пироксено-гранатовых скарнов в контактовом ореоле, мелкозернистых гранитов в приконтактной зоне, а также мощ-

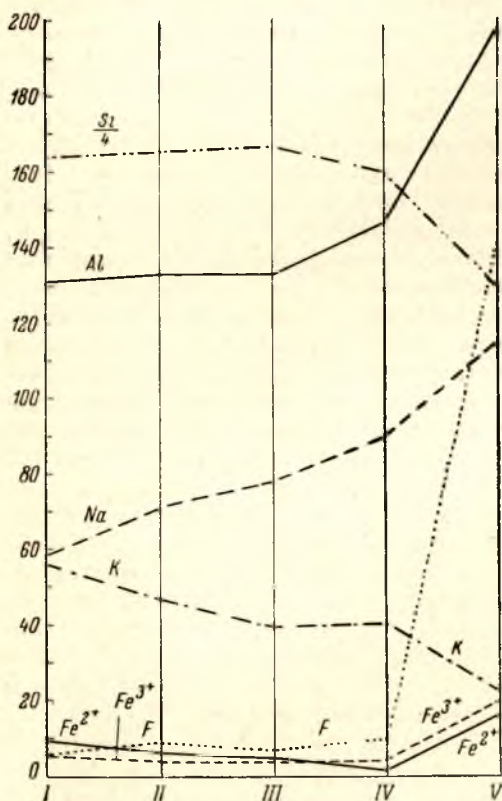


Рис. 6. Изменение состава мелкозернистых гранитов рапакиви третьей фазы при формировании альбитовых апогранитов (в коэффициентах по Т. Барту).

I — биотитовый гранит; II — альбитизированный биотитовый гранит; III — биотито-микроклино-кварцево-альбитовый апогранит; IV — мусковито-микроклино-кварцево-альбитовый апогранит; V — мусковито-флюоритовый альбитит в скарнах.

ности сортавальской и ладожской серий, глубина становления интрузива условно может быть определена в 2.5—3.5 км.

Возраст Питкярантско-Тулдозерского массива рапакиви до последнего времени был дискуссионным. Одни считали его среднепротерозойским, другие — верхнепротерозойским. Определение абсолютного возраста верхнепротерозойской салминской свиты К-Аг методом в 1350 млн лет, залегающей на коре выветривания гранитов рапакиви, позволяет определить возраст интрузива как среднепротерозойский (Кайряк, Хазов, 1967). Последний подтверждается также определениями возраста самих гранитов рапакиви, составляющего, по данным автора (в миллионах лет): для первой фазы 1650, для второй 1530, для третьей 1450 и для альбитизированных гранитов из экзоконтакта 1422.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОЛОВОРУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ И НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ

Оловянное оруденение в Северном Приладожье представлено достаточно широко. Месторождения и рудопроявления олова расположены в зоне юго-западного контакта Питкярантско-Тулумозерского массива рапакиви. Здесь известно более полутора десятков оловорудных проявлений. Наиболее изученными и перспективными из них являются месторождения Кительское и Питкяранта.

КИТЕЛЬСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Геолого-структурное положение Кительского рудного поля определяется его расположением в северной части так называемого Койринойско-Питкярантского купола гнейсо-гранитов (рис. 1, см. вклейку). К южному его обрамлению приурочено рудное поле Питкярантского месторождения. В геологическом строении рудного поля Кителя (рис. 7, см. вклейку) участвуют породы ладожской (свита контиосари) и сортавальской (питкярантская свита) серий, гнейсо-граниты и граниты рапакиви второй интрузивной фазы. Простираение пород близкое к широтному (аз. 270° — 290°); падение их крутое на север и северо-восток под углами 70° — 85° , реже на юг под углами 85° — 80° . Гнейсо-граниты распространены в южной части рудного поля и согласно залегают с вмещающими их породами питкярантской свиты. В восточной части рудного поля залегают граниты рапакиви второй фазы Питкярантско-Тулумозерского массива, прорывающие указанные выше породы.

Самыми молодыми образованиями являются четвертичные отложения, широко здесь распространенные и представленные обводненными супесями и песчано-гравийно-галечными отложениями (перемытая морена). Мощность этих отложений варьирует от 5—8 до 33 м.

Породы свиты контиосари в пределах рудного поля представлены переслаивающимися пачками сланцев биотито-полевошпато-кварцевого и кварцево-полевошпато-биотитового состава (гнейсо-сланцы) с гранатом, силиманитом, реже кордиеритом. Среди сланцев имеются отдельные прослои мелкозернистых кварцитов. Мощность прослоев сланцев варьирует от 0.5—2 до 7—10 см, кварцитов 0.1—0.8 м. Породы изобилуют прожилками и линзовидными включениями кварца с рассеянной вкрапленностью сульфидов и тончайшими прожилками пирита и пирротина. Местами в сланцах наблюдаются зоны трещиноватости, вдоль которых развиты примазки сульфидов (пирит, пирротин). Контакты пород свиты контиосари с породами питкярантской свиты согласные и обычно сопровождаются зоной повышенной трещиноватости и «глинкой» трения, мощностью от 5—10 см до 1.5—3 м. Контакты гранита рапакиви со сланцами свиты контиосари согласные и секущие. В зоне контакта сланцы ороговикованы и мигматизированы. В участках мигматизации мощность гранитных и кварцевых прожилков варьирует от 0.5—1.5 до 25 см, а общая ее мощность достигает первого десятка метров. Участки послойной мигматизации наблюдаются также вблизи контакта пород свиты контиосари с породами питкярантской свиты, что очевидно обусловлено воздействием глубинных частей интрузива рапакиви.

Породы питкярантской свиты распространены в центральной части рудного поля. Мощность их варьирует от 290 до 350 м. На востоке участка они прорываются многочисленными апофизами гранитов рапакиви второй фазы. Обобщенный разрез питкярантской свиты по данным скважин представляется в следующем виде (снизу вверх).

Первая (нижняя) подсвета — полевошпатовые амфиболиты, амфиболовые сланцы и мигматиты по ним; мощность 1—35 м.

Вторая подсвета:

а) карбонатные породы, представленные различными по составу скарнами с редкими и маломощными прослоями кальцифиров, амфиболовых, кварцево-биотитовых сланцев, зон окварцевания, кварцево-полевошпатового метасоматоза и жил гранитов; мощность 4.3—30 м;

б) переслаивающиеся кварцево-биотитовые и амфиболовые сланцы, кальцифиры, реже мраморы, пироксеновые, гранато-пироксеновые скарны; мощность прослоев варьирует от 1—2 см до 10 м; общая мощность пород 8—23 м;

в) переслаивающиеся графитсодержащие кварцево-биотитовые, амфиболовые, графитистые сланцы, мраморы и пироксеновые скарны; мощность прослоев варьирует от 1—2 до 10—35 см, реже 6—8 м; общая мощность пород 2.5—18 м.

Третья подсвета:

а) преимущественно амфиболовые, гранато-амфиболовые сланцы, полевошпатовые амфиболиты с редкими прослоями скарнов, мраморов и скарноподобных (пироксено-плагиоклазовых) пород; общая мощность 160—190 м;

б) переслаивающиеся графитсодержащие амфиболовые, кварцево-биотитовые сланцы с вкрапленностью пирита, пирротина и прослоями графита, скарнов и кальцифиров; общая мощность пород 20—40 м;

в) амфиболовые сланцы с прослоями биотито-кварцево-полевошпатовых и кварцево-полевошпато-биотитовых сланцев; мощность 40 м.

Четвертая (верхняя) подсвета — серпентинизированные мраморы, кальцифиры, пироксеновые, реже везувиан- и гранатсодержащие скарны с прослоями амфиболовых и кварцево-полевошпато-биотитовых сланцев; мощность 14—45 м.

Скарны, являющиеся основными рудовмещающими породами, развиты главным образом во второй подсвете, реже в верхней и в других подсветах. По генезису среди них выделяются: «ранние» — магнезиальные скарны магматического и постмагматического этапов, связанные с формированием гнейсо-гранитов, и «рудные» — магнезиальные и известковые скарны, связанные с интрузией гранитов рапакиви. Ранние скарны сохранились в виде реликтов среди известковых скарнов. Рудные магнезиальные скарны имеют ограниченное распространение в верхней подсвете и в ряде мест замещаются известковыми скарнами. К известковым скарнам второй подсветы на Кительском месторождении приурочено оловянное, полиметаллическое и магнетитовое оруденение. Падение скарновой залежи северо-восточное под углом 60—70° на восточном фланге и вертикальное, местами подвернутое, на западном. Мощность залежи колеблется от 4.3 до 30.0 м.

Строение скарновой залежи сложное и обусловлено:

непостоянством первичного состава ($\text{CaO} : \text{MgO}$) и мощности карбонатных пород;

наличием прослоев разнообразного состава сланцев, даек, жил гранитов и пегматитов;

различной степенью проницаемости карбонатных пород;

сложным характером скарнообразования (процессы биметасоматоза и инфильтрации);

присутствием реликтов ранних магнезиальных скарнов.

В размещении отдельных разновидностей скарнов наблюдается слабо выраженная зональность. В направлении от контакта с гранитами рапакиви или другими алюмосиликатными породами бывают развиты:

пироксено-гранатовые, гранато-пироксеновые скарны, иногда везувиан- и шпинельсодержащие, с вкрапленным оруденением магнетита, сфалерита, халькопирита, касситерита; мощность 2—7.0 м; карбонатно-пироксеновые, амфиболо-пироксеновые и пироксеновые скарны со сфалерито-магнетитовым оруденением, иногда в виде массивных руд с вкрапленностью пирита, халькопирита; мощность 2.0—3.5 м; кальцитно-пироксеновые, пироксеновые, амфиболо-пироксеновые безрудные скарны или с рассеянной вкрапленностью пирита, пирротина, реже магнетита; мощность 10—15 м; серпентинизированные доломитовые мраморы и кальцифиры с рассеянной или гнездовой сульфидной вкрапленностью; мощность 3—6 м. Оруденелые скарны в составе верхней подсвиты развиты локально вдоль тектонических нарушений и зон трещиноватости на восточном фланге рудного поля в непосредственном контакте с гранитами рапакиви или породами свиты контиосари. Рудовмещающие скарны и рудные тела имеют сложную форму, незначительную мощность (0.80—2.3 м) и протяженность. Здесь выделяются пироксеновые, везувиано-пироксеновые, шпинель-хондрито-пироксеновые, реже гранато-пироксеновые скарны. В зонах переслаивания пород встречаются небольшой мощности (0.2—1.0 м, редко более 1 м) залежи пироксеновых и гранато-пироксеновых скарнов, иногда со сфалерито-касситерито-магнетитовым и сульфидным оруденением.

Интрузивные породы в пределах Кительского рудного поля представлены гнейсо-гранитами и гранитами рапакиви.

Гнейсо-граниты, слагающие краевую часть вышеупомянутой Койринойско-Питкярантской антиклинальной структуры, имеют мелкозернистое сложение и гнейсовидную текстуру, обусловленную ориентированным расположением чешуек биотита или лентовидных зерен кварца. Среди гнейсо-гранитов выделяются плагио-микроклиновые и микроклин-плагиоклазовые разновидности. На контакте гнейсо-гранитов с породами питкярантской свиты всегда наблюдается послойная мигматизация по амфиболитам, амфиболовым сланцам, иногда по магнезиальным скарнам.

Граниты рапакиви (вторая фаза), развитые в восточной части рудного поля, слагают краевую северо-западную часть Питкярантско-Туломозерского массива. Они же сложены апофизы и слепые тела, согласно залегающие в породах питкярантской свиты и свиты контиосари. Граниты третьей фазы здесь представлены дайками и жилами мощностью 2—5 м, залегающими согласно в скарнах и породах второй подсвиты. Пространственно и генетически с ними ассоциируют метасоматические полевошпато-кварцевые образования переменного состава от бескварцевых (наиболее ранних) до почти мономинеральных кварцевых с реликтами пироксеновых и гранато-пироксеновых скарнов. С ранними образованиями обычно ассоциирует наиболее богатое оловянное оруденение.

В истории формирования структуры рудного поля отчетливо выделяются два этапа. На первом этапе возникла сложная линейно-купольная (брахиформная) структура, во времени соответствующая периоду проявления карельской складчатости в нижне-среднепротерозойское время; на втором этапе образовался широкий комплекс тектонических, главным образом дизъюнктивных нарушений и магматических проявлений, связанных со становлением многофазной интрузии гранитов рапакиви.

Кительское рудное поле представляет собой часть крутопадающего (70—90°) крыла антиклинальной структуры (купола), которая на востоке прорывается интрузией среднезернистых гранитов рапакиви. По данным скважин на глубине 200—600 м эта структура срезается той же интрузией (рис. 7). Таким образом, рудное поле представляет собой участок кровли, «вдавленный» в краевую часть массива рапакиви (провес кровли).

Согласно нашим наблюдениям, формирование складчатой структуры рудного поля сопровождалось образованием пластовых и секущих трещин. Простираение пластовых (согласных с залеганием слоев) трещин северо-западное ($280-290^\circ$), падение северо-восточное под углом $80-85^\circ$, иногда на юго-запад под углом 85° . Секущие трещины имеют главным образом северо-восточное простираение ($5-10^\circ$) и вертикальное падение. Подобные трещины также развиты и в гнейсо-гранитах.

Внедрение многофазной интрузии гранитов рапакиви сопровождалось образованием многочисленных дизъюнктивных нарушений, представленных зонами брекчирования, зеркалами скольжения, глиной трения и занимающих согласное со слоистостью вмещающих пород положение. Среди них выделяются доскарновые, послескарновые (дорудные), междорудные и пострудные нарушения.

К доскарновым нарушениям, связанным со становлением гранитов рапакиви второй фазы, по совокупности факторов относятся два нарушения на восточном фланге Кительского рудного поля. Одно из них, установленное по геологическим и геофизическим данным, представляет собой сброс северо-восточного — меридионального простираения в пределах пород второй подсвиты, с амплитудой смещения порядка 40 м; и второе, в пределах верхней подсвиты, по-видимому, представлено сбросо-сдвигом северо-западного, близкого к широтному, простираения, с амплитудой смещения около $80-100$ м. Широкое развитие в этот период получили согласные со слоистостью тектонические нарушения широтного направления. Они локализованы преимущественно вдоль контактов пород, различающихся по своим физическим свойствам (гнейсо-граниты и магнетитовые скарны; карбонатные породы и сланцы). К таким нарушениям часто приурочены апофизы и слепые тела среднезернистых гранитов рапакиви. По-видимому, в это же время был заложен глубинный разлом, проходящий вблизи западного фланга рудного поля Кителя. Этот разлом протягивается от пос. Салми, через оз. Янисъярви в Финляндию. Его протяженность около 500 км. В пределах Северного Приладожья разлом прослеживается от рудного поля Кителя на север до Кулисмайокских оловорудных проявлений и на юг — до побережья Ладожского озера, далее на север и на юг он фиксируется контактом интрузии гранитов рапакиви. Локализация всех известных оловорудных проявлений и залежей известковых скарнов восточнее этого разлома позволяет рассматривать его как рудоконтролирующую структуру района. Послескарновые нарушения, сыгравшие решающую роль в локализации оловянного, редкометального и полиметаллического оруденения, унаследовали в основном доскарновые широтные нарушения, которые неоднократно подновлялись: в период внедрения гранитов третьей фазы, образования кварцево-полевошпатовых метасоматитов, сульфидного рудообразования и т. д.

В пределах Кительского рудного поля известны три рудные зоны: Южная, Северная и Промежуточная.

Южная рудная зона представляет собой залежь оруденелых биметасоматических и контактово-инфильтрационных известковых апомагнетитовых скарнов во второй подсвите питкьярантской свиты. Она вскрыта скважинами и прослежена по простираению на 1900 м и на глубину до 460 м. Ниже, на глубине порядка 550—600 м, «рудные» скарны, по-видимому, ограничиваются поверхностью кровли гранитов рапакиви. Форма залежи грубопластовая, согласная с вмещающей пачкой карбонатных пород. Мощность ее варьирует от 4—5 до 30 м. В пределах залежи выделяется несколько рудных тел различной формы. По характеру минерализации различают сопутствующее и наложенное оруденение. Для сопутствующего магнетитового оруденения характерны крупные линзо-

видные или пластовые тела, а для наложенного — оловянно-полиметаллического оруденения — типичны сложные жилообразные, возможно прерывистые, тела. В рассматриваемой рудно-скарновой залежи вскрыто одно — Главное рудное тело, которое пересечено всеми скважинами, и ряд сопровождающих его апофиз и более мелких тел (рудных линз).

Главное рудное тело залегает на контакте гранато-пироксеновых скарнов с околоскарновыми породами (полевошпатизированные пироксеновые скарны и амфиболовые сланцы). Главными рудными минералами его являются магнетит и касситерит с примесью сфалерита и халькопирита. Магнетит в скарнах образует густовкрапленные, переходящие в массивные руды с порфиroidной, аллотриоморфнозернистой структурой, а также наиболее характерной для них структурой замещения. Оловянное и полиметаллическое оруденение наложено на магнетитовое оруденение и характеризуется неравномерно вкрапленным, прожилково-вкрапленным, пятнистым, полосчатым и брекчиевидным сложением руд. Такое многообразие текстур руд обусловлено разнохарактерными условиями образования их — метасоматоз и выполнение трещинных полостей. Структура руд гипидиоморфнозернистая, распада твердых растворов, радиально-лучистая и крустификационная. Содержание олова в руде колеблется в широких пределах. Кроме того, в руде содержатся железо (15—20%), цинк (до 0.4%), медь (до 0.1%), местами серебро, индий, кадмий. По характеру распределения олова в пределах рудного тела выделяется три блока: западный — с богатыми рудами, центральный — с бедными рудами и восточный — с рядовыми рудами.

Сопровождающие Главное тело рудные линзы пространственно тяготеют к контакту гранатосодержащих и пироксеновых скарнов или к висячему боку рудно-скарновой залежи; реже они локализуются в гранатосодержащих скарнах. В пределах скарновой залежи известно девять рудных линз; наиболее крупные из них имеют размеры 150—250 × 100—150 м при средней мощности 1.5—2.0 м. Они обычно располагаются параллельно Главному рудному телу, но не более двух в одном ряду. Расстояние между линзами и Главным телом составляет 1.0—14.0 м. Руды, слагающие такие линзы, по составу магнетито-сфалеритовые с вкрапленностью халькопирита и касситерита.

Северная рудная зона залегает в скарнированных карбонатных породах верхней подсвиты питкьянтской свиты на контакте с гранитами рапакиви. В рудной зоне выделяются три рудных тела, залегающих в хлоритизированных и серпентинизированных магнезиальных скарнах. Наиболее крупным из них является Северное рудное тело, расположенное в висячем боку скарновой залежи, вдоль контакта с гранитами рапакиви. Форма рудного тела сложная и обусловлена морфологией поверхности вертикально падающего контакта гранитов рапакиви. В рудах содержатся олово, цинк, свинец и железо.

Второе рудное тело залегает в пироксеновых контактово-инфильтрационных скарнах на контакте верхней подсвиты питкьянтской свиты со сланцами ладожской серии, вблизи контакта с гранитами рапакиви. Оруденение представлено густо вкрапленной магнетитовой рудой (50%), с незначительным количеством сфалерита, пирита, пирротина и касситерита.

Третье рудное тело приурочено к лежащему боку карбонатных пород верхней подсвиты на контакте с амфиболовыми сланцами и расположено параллельно второму телу. Форма рудного тела, характер оруденения и содержание в нем магнетита и сфалерита аналогичны второму рудному телу. Глубина распространения оруденения в рудной зоне ограничивается кровлей гранитов рапакиви, залегающей на глубине 110—150 м.

Промежуточная рудная зона пространственно совпадает с пачкой переслаивающихся графитсодержащих амфиболовых, кварцево-биотитовых, графитовых сланцев с пироксеновыми скарнами и кальцифирами третьей подсвиты питкьярантской свиты. В восточной части рудной зоны, в лежащем боку графитсодержащих сланцев на контакте с амфиболовыми сланцами, располагаются две залежи оруденелых скарнов мощностью по 0.9 м каждая, разделенные прослоем графитсодержащих амфиболовых сланцев мощностью 0.4 м, по падению 135—150 м до кровли гранитов рапакиви. Оруденение верхнего рудного тела представлено: сфалеритом (6—7%), пиритом, пирротином (10—12%), которые в рудной массе распределены неравномерно. Содержание цинка в руде высокое, олова — низкое. Оруденение второго тела представлено сфалерито-магнетитовой рудой с реликтами серпентинизированного пироксенового скарна. Текстура руды полосчатая. Количество сфалерита в руде достигает 12—14%, магнетита 40—45%. Содержания в руде олова и цинка высокие.

ПИТКЯРАНТСКОЕ РУДНОЕ ПОЛЕ

В пределах указанного рудного поля известно несколько комплексных скарновых месторождений и рудопроявлений. Собственно Питкьярантское месторождение олова, меди, цинка и железа хорошо известно по литературе (Trüstedt, 1907, Palmunen, 1939 и др.). По результатам работ последних лет здесь выявлено еще несколько аналогичных проявлений оловянного, полиметаллического и др. оруденений.

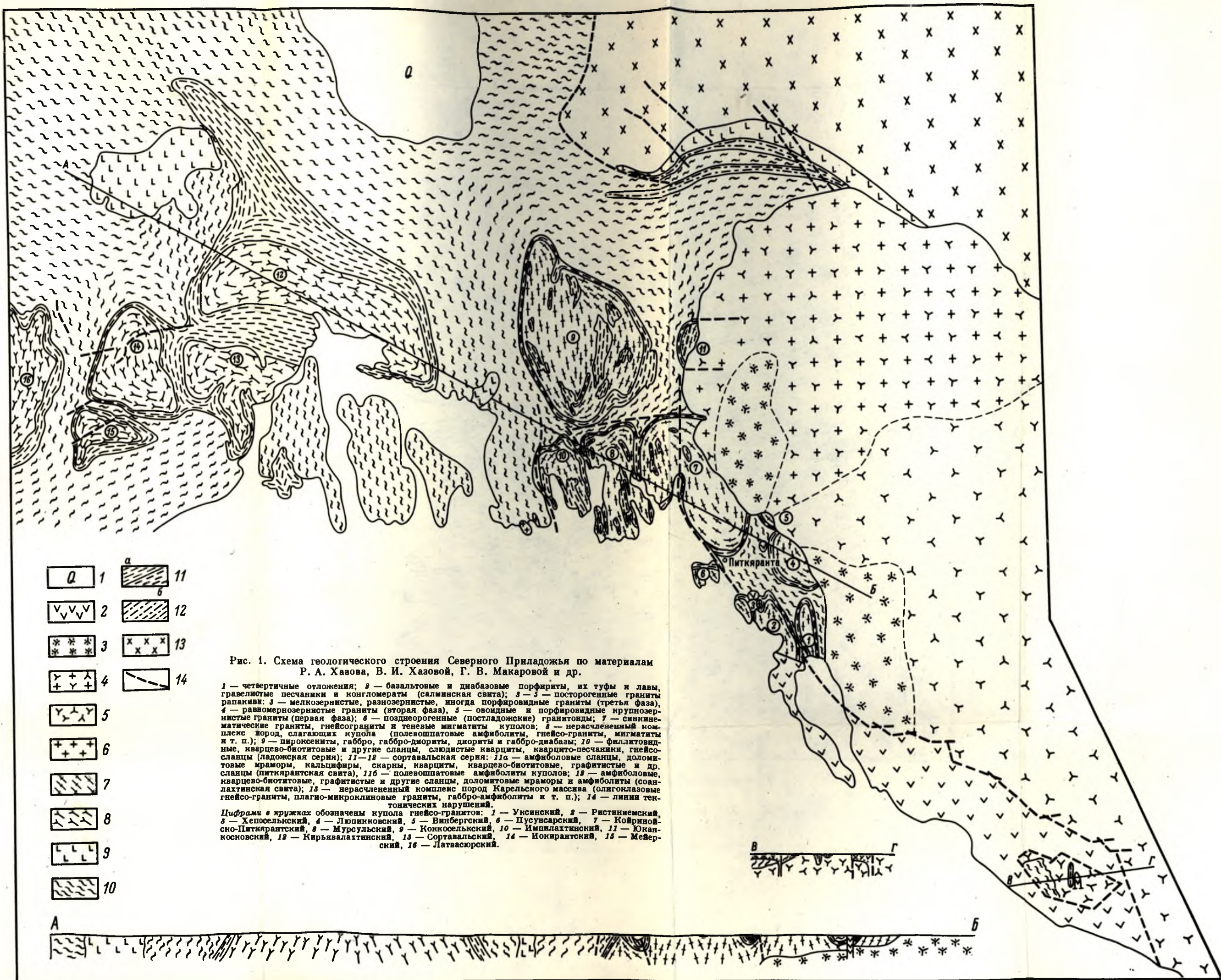
Питкьярантское рудное поле (рис. 1) представляет собой сложную синклинальную структуру («мульду», по К. А. Шуркину), ограниченную со всех сторон куполами гнейсо-гранитов. Ядро этой структуры сложено толщей ладожских сланцев свиты контиосари, а крылья — породами питкьярантской свиты. Крылья обычно имеют крутое, иногда опрокинутое, но всегда согласное залегание с куполами гнейсо-гранитов.

В пределах Питкьярантского рудного поля широко развиты поздне-орогенные интрузии гранитоидов и керамические пегматиты, которые слагают различной формы и размеров дайкообразные и жильные тела. В восточной части рудного поля развиты граниты рапакиви, слагающие краевую юго-западную часть Питкьярантско-Туломозерского массива. В экзоконтактной зоне его широко распространены апофизы, дайковые и жильные тела альбитизированных гранитов рапакиви третьей фазы и образованные по ним апограниты.

Породы салминской свиты в пределах питкьярантской синклинали слагают два небольших участка общей площадью около 1 км². Один из них, лежащий с угловым несогласием на ладожских сланцах, сложен песчаниками и гравелитами нижней подсвиты, другой — диабазовыми порфиритами.

В пределах питкьярантской структуры исследователями выделяется несколько локальных рудных полей: Старое, Новое, Хопунвара, Люпикко, Хепоселька (Trüstedt, 1907, и др.) и Укса. Три из них (Хопунвара, Новое и Укса) по структурно-геологическим особенностям по существу не отличаются от охарактеризованного выше рудного поля Кителя. Другие рудные поля отличаются лишь тем, что непосредственно не контактируют с массивом гранитов рапакиви. Поэтому все они рассматриваются нами как части единого крупного рудного поля Питкьяранта.

Старое рудное поле расположено в юго-западном обрамлении Питкьярантско-Койринойского купола гнейсо-гранитов. Большинство рудных залежей здесь локализованы в скарнах второй подсвиты и только одна — в верхней (четвертой) подсвите питкьярантской свиты. Общая протяженность рудных залежей составляет около 2.5 км. Мощность их варьирует



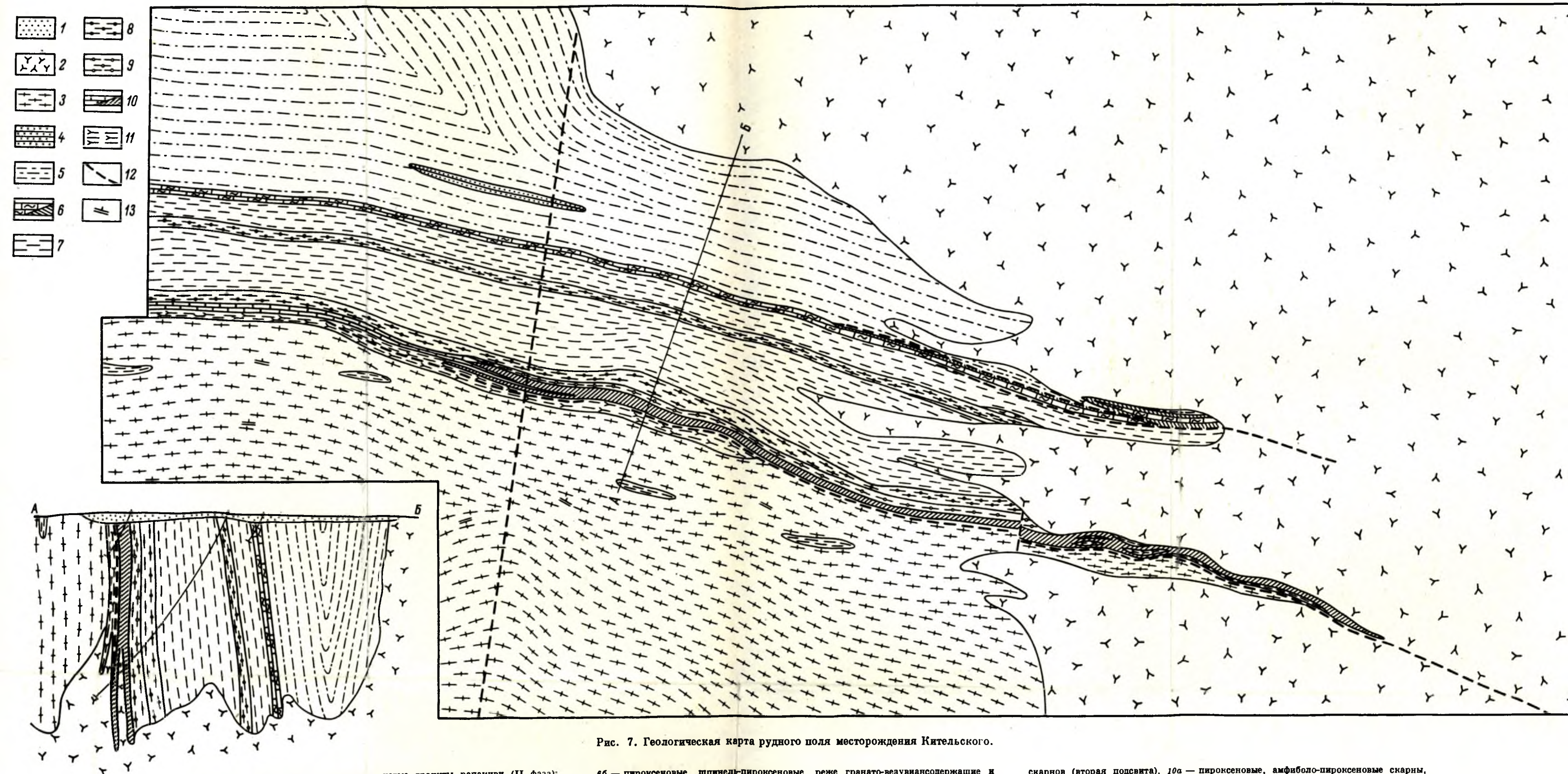


Рис. 7. Геологическая карта рудного поля месторождения Кинельского.

1 — четвертичные отложения; 2 — среднезернистые граниты рапаниви (II фаза); 3 — плагио-микроклиновые гнейсо-граниты и теневые мигматиты; 4, 5 — свита контиосары; 6 — кварциты; 7 — кварцево-полевошпато-биотитовые, кварцево-биотито-полевошпатовые сланцы с гранатом, силлиманитом или без них; 8 — 11 — питкьянт-свита; 12 — кальцифилы, серпентинизированные доломитовые мраморы с редкими маломощными залежами плагио-пироксеновых скарнов (четвертая подсвита);

13 — пироксеновые, шпинель-пироксеновые, реже гранато-везувиансодержащие и оруденелые скарны (четвертая подсвита); 14 — амфиболовые, гранато-амфиболовые сланцы, полевошпатовые амфиболиты (третья подсвита); 15 — переслаивание графит-содержащих амфиболовых, кварцево-биотитовых сланцев с прослоями графита, скарнов и кальцифиров (третья подсвита); 16 — переслаивание кварцево-биотитовых, амфиболовых сланцев, кальцифиров с телами пироксеновых и гранато-пироксеновых

скарнов (вторая подсвита); 17a — пироксеновые, амфиболо-пироксеновые скарны, кальцифилы и серпентинизированные мраморы (вторая подсвита); 17б — пироксеновые, гранато-пироксеновые и оруденелые скарны (вторая подсвита); 18 — артеритовые мигматиты плагио-микроклиновых гнейсо-гранитов по пироксеновым скарнам и амфиболовым сланцам, мигматизированные полевошпатовые амфиболиты (первая подсвита); 19 — тектонические нарушения; 20 — гнейсовидность пород в обнажениях.

от 0.5 до 12 м. Наиболее крупные и богатые залежи олова, меди, цинка в прошлом были выработаны. По сохранившейся документации, они имели грубопластовый характер, согласное с вмещающими породами падение на юго-запад под углом $45-60^\circ$ и залегали в салито-гранатовых, салито-везувиановых и салито-магнетитовых скарнах. Рудные минералы в залежах образовывали вкрапленность, которая по простирацию постепенно переходила в неправильную сеть прожилков. Иногда они слагали линзовидные тела размером $60 \times 60 \text{ м}^2$. Внутри таких линз сетчатая вкрапленность рудных минералов часто переходила в сплошные массивные руды. Распределение оруденения контролировалось многочисленными послойными трещинами. Местами отмечались секущие трещины, названные Трюстедтом «секущими сбросами». Простираение их $305-345^\circ$. К этому типу, видимо, относится и так называемый «сброс Франциска», прослеженный почти на 10 км и имеющий простираение, близкое к широтному.

В пространственном размещении оруденения на Старом рудном поле отмечалось следующее: на крайнем северо-западе преобладала магнетитовая руда (шахта Шварц); юго-восточнее ее (группа рудников Мейер) верхние части рудного тела содержали медное оруденение, сменяющееся на глубине магнетитовым; еще далее на юго-восток (рудники Омелянов—Клее-5) обрабатывались руды, богатые касситеритом, халькопиритом и сфалеритом; в восточной группе рудников добывалась главным образом медная руда; на крайнем востоке (шахта Ристаус) залежь, приуроченная к верхнему карбонатному горизонту (верхняя подсвета), содержала в основном магнетитовое оруденение. Отмеченная рудная зональность в размещении руд сопровождалась также изменением состава скарпов — на флангах рудного поля преобладали салитовые скарны, сильно уралитизированные на северо-западе, в средней части рудного поля они были обогащены гранатом, везувианом и эпидотом. Текстурные особенности руд в какой-то мере также отображали отмеченную зональность: в частности, вкрапленные и сетчатые руды наиболее типичны для флангов, а линзовидные скопления массивных руд — для центральной части (шахты Тойво, Клее-6 и Клее-5) рудного поля. По данным О. Трюстедта, по падению рудных тел на участке шахты Мейер, содержание олова в руде уменьшалось, и примерно на глубине 100 м медно-оловянное оруденение сменялось магнетитовым, в котором содержание олова было невелико; то же отмечалось и в шахте Омелянов-3, где оловянная руда на глубине сменялась халькопирито-сфалеритовой.

Отдельные рудные залежи на месторождении выработаны до глубины 140—170 м. Глубина распространения оруденения, по данным скважин, достигает 300 м.

Новое рудное поле находится в юго-восточном обрамлении того же Питкярантско-Койринойского купола. Здесь были известны две рудные залежи. Одна из них (Герберц, 1) приурочена к салито-актинолитовым скарнам лежащего бока верхней подсветы. Мощность ее 2—2.5 м, простираение 60° , падение на юго-восток под углами $25-40^\circ$. Повышенные концентрации олова отмечались (Palmunen, 1939) в двух скважинах. К скарнам второй подсветы здесь также приурочена магнетитовая залежь с редкой вкрапленностью сульфидов (Герберц, 2), мощностью 0.5—1.5 м. Здесь, так же как и на Старом рудном поле, отмечались две системы трещин: одна — близкая к широтному простираению, секущая слоистость сланцев и скарнов, другая — меридиональная, почти параллельная простираению пород, но с более крутым углом падения.

В 1200 м к северо-востоку расположено рудное поле Валкеалампи, сложенное магнетитовыми рудами, ассоциирующими с известковыми скарнами второй подсветы. Мощность скарновой залежи 3 м, падение на восток под углом 45° .

Рудное поле Хопунвара расположено на северо-восток от Старого рудного поля и охватывает район обрамления южной части Винбергского и северной части Люпикковского массивов гнейсо-гранитов, срезанных на северо-востоке гранитами рапакиви. Здесь в породах питкьярантской свиты, свиты контиосари и гнейсо-гранитах широко распространены мелкозернистые альбитизированные граниты рапакиви третьей фазы и их апограниты, слагающие различной формы тела. Площадь рудного поля около 1 км². В ее пределах известно значительное количество небольших по размерам рудных залежей, локализованных в скарнах, и жильных тел, приуроченных к доломитовым мраморам и кальцифирам питкьярантской свиты. Рассмотрим некоторые из них.

Рудные тела Винберг приурочены к небольшим по размерам залежам гранато-пироксеновых скарнов в лежащем боку карбонатных пород второй подсвиты питкьярантской свиты, обрамляющей Винбергский купол на протяжении 2 км. К ним тяготеет магнетитовое оруденение (среднее содержание железа 11—25%) с бедной оловянной и цинковой минерализацией. Содержание олова в руде обычно не превышает сотых долей процента, исключение составляет скв. 200, где содержание олова равно 0.6% на мощность 1.2 м и цинка 2—3%. В доломитовых мраморах верхней подсвиты питкьярантской свиты на контакте с гранитами рапакиви известна небольшая (50 м по простиранию) залежь магнетитовых руд с бедной оловянной минерализацией. Эти рудные залежи в конце XIX в. разрабатывались двумя шахтами, глубина которых составляла около 10 м.

В карбонатных породах из люпикковского обрамления известно рудное тело Клара, представленное вкрапленными магнетитовыми рудами с примесью халькопирита, сфалерита и касситерита, залегает в хлорито-пироксеновых и пироксеновых (с обильным флюоритом) скарнах верхней подсвиты питкьярантской свиты в непосредственном контакте с гранитами рапакиви. Общая протяженность залежи около 50 м. На глубине 20—30 м она, по данным О. Трюстедта (Trüstedt, 1907), ограничивается кровлей интрузии гранитов рапакиви. Залежь разрабатывалась с помощью шахт (Клара-I, -II и -III) и карьера. Западнее рудного тела Клара располагаются мелкие, длиной не более 50 м и мощностью от 0.5 до 4 м, рудные линзы, известные как рудное тело Пеллинен-Клара. Карбонатный горизонт с рудными линзами прослежен по простиранию на 700—800 м. Для этих тел характерны вкрапленные магнетитовые руды с примесью сфалерита, халькопирита, касситерита, шеелита и арсенопирита.

Во второй подсвите питкьярантской свиты залегают два рудных тела: Коскелло и Бек. Рудное тело Коскелло, приуроченное к залежи пироксеновых, иногда с везувианом, хлорито-пироксеновых и актинолитовых скарнов, имеет линзовидную форму; средняя мощность 2.5 м. На глубине 100—120 м оно, по данным бурения, по-видимому, ограничивается кровлей гранитов рапакиви. Изучалось рудное тело с помощью колонкового бурения в 1937—1938 гг. (15 скважин) и в 1949—1950 гг. (4 скважины). Руды вкрапленные магнетитовые с примесью сфалерита, халькопирита, касситерита, шеелита, арсенопирита и пирита. В отдельных пересечениях встречаются высокие содержания олова.

Западнее рудного тела Коскелло располагается ряд небольших рудных линз, известных под названием рудного тела Бек. Они залегают в пироксеновых скарнах и имеют мощность 0.5—1.1 м. В пачке переслаивания второй подсвиты между рудными телами Бек и Коскелло имеется рудная залежь мощностью от 1 до 5.5 м. Руды, слагающие ее, магнетитовые с незначительной примесью сфалерита, халькопирита и касситерита.

Рудное поле Люпикко расположено на восток от Старого рудного поля и объединяет в юго-западной части Люпикковского купола две рудные

залежи: Восточную и Западную. Восточная залежь имеет мощность 1.0 м и приурочена к висячему боку скарнового горизонта второй подсвиты. Как показали работы последних лет, скарновый горизонт, обрамляющий Люпиковский купол, как на север — до рудного поля Хопунвара, так и на юг — до контакта с рапакиви, содержит многочисленные залежи гранато-пироксеновых скарнов с магнетито-сфалеритовой, реже касситеритовой, редкометальной и шеелитовой минерализацией. Мощность рудных залежей варьирует в широких пределах от 0.5 до 2.5 м. Содержание олова и цинка в некоторых из них повышенное.

Западная залежь приурочена к карбонатному горизонту верхней подсвиты. Протяженность ее около 500 м, а мощность 0.2—0.9 м. Руда магнетитовая с примесью сфалерита, халькопирита, арсенопирита, шеелита, касситерита. Вмещающими породами залежи являются везувиано-пироксеновые скарны и кальцифиры с флогопитом и флюоритом.

Рудное поле Хепоселька расположено на юго-восток от Старого рудного поля. Вкрапленное оруденение, представленное халькопиритом и пиритом, слагает короткие (25—30 м) рудные линзы мощностью 0.5—3.0 м. Они залегают в гранато-пироксеновых скарнах второй подсвиты (залежание пологое 10—30°), в кровле Хепосельского купола гнейсо-гранитов. В залежах гранатовых скарнов, в отдельных пересечениях по скважинам, отмечается присутствие олова и вольфрама. К пироксеновым скарнам третьей и верхней (четвертой) подсвиты питкьярантской свиты здесь также приурочены небольшие залежи магнетито-сфалеритовых руд.

Рудное поле Укса выявлено в 1965 г. Расположено оно восточнее рудного поля Хепоселька и изучено сетью буровых скважин. Здесь в обрамлении Уксинского купола гнейсо-гранитов залежь гранато-пироксеновых скарнов приурочена к породам второй подсвиты питкьярантской свиты мощностью 12—15 м. В скарнах локализуется вкрапленное оловянное и цинковое оруденения. Содержание олова и цинка в отдельных пересечениях повышенное.

СВЯЗЬ ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ С ГРАНИТОИДАМИ И ЕГО ВОЗРАСТ

Существует несколько точек зрения на характер связи оловополиметаллического оруденения Питкьярантского рудного поля с гранитоидами района.

О. Трюстедт (Trüstedt, 1907) связывал образование месторождений с интрузией гранитов рапакиви на основании присутствия оруденения непосредственно в гранитах рапакиви (шахта Клара). Контактный метаморфизм известняков и превращение их в скарны, в которых локализовано оруденение, он объяснял воздействием интрузии постладожских серых гранитов и пегматитов.

Иной точки зрения придерживается А. М. Даминова (1945). Считая плагио-микроклиновые гнейсо-граниты нижнепротерозойской интрузией, она высказывает предположение о связи оловянного оруденения с гнейсо-гранитами.

Точка зрения Н. Г. Судовикова, отрицавшего связь оруденения с гранитоидами, рассмотрена в следующей главе (раздел 5).

Связь оловянного оруденения Северного Приладожья с интрузивными комплексами гранитоидов нами установлена на основе структурно-геологических, минералого-петрографических и геохимических критериев.

Как отмечалось всеми исследователями, оловянно-полиметаллическое оруденение в Северном Приладожье локализовано в скарнах. При этом одни из них считали, что «рудные» скарны своим образованием обязаны интрузии гнейсо-гранитов, другие — постладожским серым гранитам

и пегматитам. Проведенное нами изучение скарнов, развитых в этом районе, подтвердило наличие здесь и тех и других скарнов. В нашем описании соответственно это ранние магнезиальные скарны магматического и постмагматического этапов скарнообразования. Кроме того, было установлено, что оловянное оруденение локализуется главным образом не в них, а в известковых апомагнезиальных скарнах, имеющих распространение только в экзоконтактовой зоне гранитов рапакиви. При этом выяснился контактово-инфильтрационный и биметасоматический характер известковых скарнов, образование которых связано с гранитом рапакиви второй фазы. При этом оруденение и граниты третьей фазы локализируются в одних и тех же геологических структурах (обрамление куполов). Результаты детальных минералого-петрографических и геохимических исследований гранитоидов района позволяют конкретизировать характер связи оловянного оруденения с многофазной интрузией гранитов рапакиви, в частности с последней ее фазой. Это обосновывается на следующем:

1. Акцессорный касситерит присутствует только в миаролах среднезернистых гранитов второй фазы (протолочка № 164; химический анализ граната в табл. 20, ан. 17), в альбитизированных гранитах и в апогранитах (альбититах) третьей фазы гранитов рапакиви (табл. 17). В других гранитоидах района акцессорный касситерит не отмечался. В гранитах рапакиви присутствуют шеелит, флюорит, гранат, топаз, сфалерит, галенит, халькопирит, магнетит и другие минералы, также характерные для рудных тел месторождений. При этом топаз отмечен только в гранитах третьей фазы.

2. Повышенные в 2—4 раза концентрации рассеянного олова по сравнению с неоловоносными гранитоидами района характерны только для гранитов рапакиви (табл. 17). В биотитах этих гранитов содержание олова в 10—20 раз превышает его содержание в биотитах неоловоносных гранитов Северного Приладожья. В других породообразующих минералах: микроклине, плагиоклазе и кварце оловоносных гранитов рапакиви содержание олова также повышено от 2—5 до 30 раз по сравнению с неоловоносными гранитоидами района (синкинематическими и постладожскими гранитоидами). При этом содержание олова в породе, в биотите и других породообразующих минералах закономерно увеличивается от первой ко второй и третьей фазам гранитов рапакиви. Кроме того, в биотитах из аплитов, сопровождающих каждую фазу гранитов рапакиви, содержание олова, как правило, выше, чем в биотитах соответствующих материнских гранитов (табл. 17).

Во вмещающих породах на контакте с оловоносными гранитами рапакиви содержание олова несколько повышено. Так, в гнейсо-гранитах наиболее чувствительным к привносу олова наряду с другими минералами является магнетит. Содержание олова в таком, по-видимому, новообразованном магнетите во много раз выше, чем в обычном акцессорном магнетите из гнейсо-гранитов (табл. 17).

3. Кроме повышенных концентраций олова, для оловоносных гранитов рапакиви Северного Приладожья характерно присутствие или более высокое содержание, по сравнению с неоловоносными гранитоидами района, элементов-примесей: Y, Yb, Bi, In, Cd, Ge, Ag, Zn (табл. 18). Эти элементы встречаются в рудных телах и вмещающих их скарнах, иногда достигая значительных концентраций.

Приведенный материал, по нашему мнению, однозначно свидетельствует о генетической связи оловянного оруденения с интрузией гранитов рапакиви — с ее третьей фазой. Поэтому возраст оловянного оруденения можно принять соответствующим возрасту третьей фазы интрузии гранитов рапакиви, который, по данным определения абсолютного возраста, составляет 1450—1422 млн лет. Об этом же свидетельствует наличие ока-

Т а б л и ц а 17

Распределение олова в гранитах и минеральных фракциях, г/т

Граниты	Число проб	Порода	Биотит	Микро- клин	Плагин- клаз	Кварц	Амфибол	Магнетит	Флюорит
Олигоклазовые гнейсо-граниты	3	4—7	42—160	—	—	—	—	—	—
Плагин-микроклиновые граниты краевой части Карельского массива	3	4—7	60—140	—	—	—	—	—	—
Гнейсо-граниты куполов:									
вдали от контакта с рапакиви	8	3—4	3—46	3—7	3	3—7	—	3—230	—
вблизи контакта с рапакиви	3	3—6	56	7	7	7	85	800—100	—
Позднеорогенные (постладожские) граниты	4	3—5	28—50	4	4	3	—	100	—
Керамические пегматиты (пегматоидные граниты)	3	3—6	60—150	90	62—84	—	—	—	—
Овоидные граниты рапакиви (I фаза)	6	4—8	53—60	4—5	4—5	4—6	—	65—110	—
Среднезернистые порфировидные граниты ра- пакиви (II фаза)	12	4—65	120—140	22—40	7—14	7	—	540—800	3
Разнозернистые, иногда порфировидные граниты рапакиви (III фаза)	5	6—61	400—460	66	40	110	—	110	17
Альбитизированные и грейзенизированные мелко- и разнозернистые граниты (III фаза)	8	3—9	130	60	54	20	—	—	—
Аплит рапакиви во II фазе	3	5—10	150—340	—	—	—	—	—	—
Аплит рапакиви в III фазе	—	18	1000	7	7	80	—	1000	120
Альбитит	—	2300	—	—	1100	—	—	—	2100

Пр и м е ч а н и я. 1. В керамических пегматитах вместо микроклина анализировался турмалин, вместо плагин-клаза — гранат. 2. Прочерк показывает отсутствие анализа по монофракции.

Таблица 18

Содержание рассеянных элементов в минеральных фракциях гранитов, г/м

Элемент	Фракция	Олиго-клазовые гнейсо-граниты Карельского массива	Плагин-микроклиновые граниты и гнейсо-граниты куполов	Микроклин-плагин-клазовые граниты позднорогенные	Плагин-микроклиновые и микроклин-овые пегматиты	Граниты рапакиви II фаза	Граниты рапакиви III фаза
Sn	1	1—3	1—3	3	—	1—3	3
	2	10—30	10—30	3	30	30	30—100
	3	10—30	10	3—10	10	3—10	3
	4	3	3—10	1	—	3	30
Cu	1	30	30	10—30	30	30	30
	2	30	30	10—30	30—100	30	30—100
	3	30	30	30	30—100	30—10	30
	4	30—100	30—100	30—100	—	30—100	30—100
Zn	1	10	10	3	—	30	10—30
	2	30—100	30—100	30—100	100	300	30
	3	100	100	10	300—1000	300—1000	300—1000
	4	3	3	3—10	—	100—300	300
Pb	1	10	10	10—30	100	10—30	10—30
	2	100	100	10	100	0—100	30
	3	10—30	10—30	10—30	300	30—100	30—100
	4	10	10	1—3	—	—	1
Be	1	—	—	1	—	—	1—3
	2	—	—	1	10	3—10	3—10
	3	1—3	3	3—10	10	10—30	30
	4	—	—	—	—	1	3
Y	1	—	—	—	—	—	1
	2	1—3	—	1	—	100	300
	3	10	10	1—3	100	300—1000	1000—3000
	4	—	—	—	—	900	30
Yb	1	—	—	—	—	—	10
	2	1	—	—	—	10	10
	3	1—3	—	—	30	100	100
	4	—	—	—	—	—	—
Bi	1	—	—	1	—	—	—
	2	—	1	1	—	30	10—30
	3	1—3	—	10	—	100	—
	4	—	—	—	—	3	—
In	1	—	—	—	—	—	1
	2	1	3	—	—	—	30—100
	3	—	—	1—3	—	—	300—1000
	4	—	—	—	—	—	1
Cd	1	—	—	—	—	—	—
	2	—	—	—	—	—	10—30
	3	—	—	—	—	—	10—30
	4	—	—	—	—	—	10—30
Ge	1	—	—	—	—	—	—
	2	—	—	—	—	—	1000
	3	—	—	—	—	—	3000
	4	—	—	—	—	—	1
Ag	1	—	—	—	—	—	1
	2	—	—	1	—	1	1
	3	—	—	1	—	1	1
	4	—	—	—	—	—	—

Примечание. Фракции (1—4) выделены при минералогическом анализе протоочных проб; проанализированы минералы: в легкой фракции (1) — плагиоклаз, микроклин, кварц; в тяжелой электромагнитной (2) — преимущественно биотит, в меньших количествах сфен, эпидот, ортит, для пегматитов гранат; в тяжелой немагнитной фракции (3) — апатит, циркон, пирит, в рапакиви еще флюорит; в тяжелой магнитной (4) — магнетит и пирротин.

танного «экзогенного» касситерита в песчаниках салминской свиты (1350 млн лет), образовавшихся в результате размыва гранитов рапакиви и средне-нижнепротерозойских толщ, содержащих оловорудные проявления.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ И РАЗМЕЩЕНИЯ ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Все известные в Северном Приладожье проявления оловянного оруденения локализованы в первично карбонатных породах питкьярантской свиты сортавальской серии в экзоконтактовой зоне гранитов рапакиви. В ее пределах широким развитием пользуются апофизы, дайки, штоки и жилы мелкозернистых гранитов рапакиви третьей фазы. По структурному положению указанную экзоконтактовую зону гранитов рапакиви можно рассматривать как участок кровли, «вдавленный» в краевую часть интрузива.

Оловянное оруденение ассоциируется с известковыми апомагнезиальными скарнами и носит отчетливо наложенный характер. Пространственное совмещение известковых скарнов и наложенного на них оловянно-полиметаллического оруденения объясняется, по-видимому, наряду с причинами структурно-тектонического характера, единой направленностью процесса скарно- и рудообразования.

Известковые скарны и ассоциирующее с ними оловянное (наложенное) оруденение пользуются преимущественным распространением в карбонатных породах второй подсвиты питкьярантской свиты, особенно в широтных и субширотных окончаниях куполов гнейсо-гранитов. Для верхней подсвиты этой свиты более характерны магнезиальные скарны, образованные в непосредственном контакте с гранитами рапакиви и вмещающие магнетито-сфалеритовое оруденение, обычно с бедной оловянной минерализацией. В ее пределах известняковые скарны и оловянное оруденение, за редким исключением, не пользуются сколько-нибудь значительным развитием.

Реконструируя этапы формирования скарнов и руд, видимо, трудно объяснить установленную нами литолого-структурную закономерность пространственного их размещения. Наблюдаемые местами различия в распространении типов скарнов и оруденения, а также мощностей рудных залежей в карбонатных породах питкьярантской свиты, по всей видимости, обусловлены их структурно-тектоническим положением, а также неоднородностью химического состава и строения карбонатных пачек.

Установлено, что в карбонатных породах второй подсвиты в результате воздействия интрузий гнейсо-гранитов почти повсеместно были образованы залежи амфиболо-пироксеновых и пироксеновых скарнов. В отличие от них карбонатные породы верхней подсвиты, не имеющие непосредственных контактов с интрузией гнейсо-гранитов, были в основном мраморизованы и лишь местами превращены в кальцифиры и тремолито-диопсидовые скарны. Не менее важным оказалось и различное структурно-тектоническое положение пород рассматриваемых подсвит. Если карбонатные породы верхней подсвиты залегали в относительно пластичных сланцах ладожской (свита контиосари) и сортавальской (питкьярантская свита) серий, то породы второй подсвиты, неоднородные по составу (мраморы, кальцифиры, скарны, прослой сланцев и др.), контактировали с весьма «жесткими» массивами гнейсо-гранитов. Эти структурно-тектонические отличия в основном предопределили различный характер трещинной тектоники. Отсюда понятна приуроченность оловянного и сопутствующего оруденения к обрамлению куполов, в частности к субширотным их окончаниям, т. е. к местам, где существовали наиболее благоприятные условия для возникновения максимальных деформационных напряжений. К таким участкам обычно приурочена также главная масса апофиз и жилых образований гранитов рапакиви.

В крупных оловорудных телах имеются отдельные участки, характеризующиеся резко повышенными концентрациями олова. Положение

таких обогащенных участков (рудных столбов) контролируется небольшими, локально проявленными флексурными изгибами рудовмещающих пород. По состоянию изученности устанавливается наличие рудных столбов: на флангах Главного рудного тела Кительского месторождения, в пределах рудных полей Хопунвары, Нового рудного поля и Уксы. Образование их происходило в структурно-тектонической обстановке (флексурные изгибы), благоприятной для проникновения рудных растворов и их взаимодействия с вмещающими скарнами. В результате реакций обменного разложения скарнов, имевших место в процессе кварцево-полевошпатового метасоматоза, видимо, возникали достаточно высокие концентрации дисперсного олова. Коагуляция последнего, вследствие повышающихся его концентраций (возможно, за счет фильтрационного эффекта и резкого перепада давления) и взаимного смещения с калишпатовым землем, привела к образованию наиболее богатых (первые десятки процентов) оловянных руд месторождения. Наличие рудных столбов, исходя из широко проявленного на месторождениях процесса кварцево-полевошпатового метасоматоза, представляется не чем-то исключительным, а вполне обычным для скарновых оловорудных месторождений района. Можно полагать, что при дальнейшем изучении оруденения с помощью подземных выработок удастся установить более определенные закономерности пространственного их размещения, что несомненно будет способствовать целеустремленной разведке месторождений в поисках богатых руд.

ГЛУБИНА РАСПРОСТРАНЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ

В известных оловоскарновых месторождениях и рудопроявлениях Северного Приладожья глубина оловянного оруденения для отдельных месторождений, а также в пределах наиболее крупных из них (Кителя), меняется в широких пределах — от десятков (рудное поле Хопунвара) до нескольких сотен метров (месторождения Питкяранта, Укса и др.). По данным шахт и карьера (рудное тело Клара — Trüstedt, 1907), а также бурения (рудные поля Кителя, Хопунвара, Кулисмайоки), глубина оруденения ограничивается кровлей интрузива гранитов рапакиви. В распределении оловянного оруденения по вертикали в пределах известных скарноворудных залежей, по имеющимся материалам, отчетливо проявленной зональности не наблюдается. Отмечаемое на Питкярантском месторождении снижение содержания олова с глубиной (Trüstedt, 1907), по-видимому, обусловлено неравномерным характером оловянного оруденения в подобного типа проявлениях, так как на глубоких горизонтах (250—300 м), по данным бурения, оруденение не исчезает. На месторождении Кительском оловянное оруденение прослежено до глубины 460 м и ограничивается кровлей интрузии гранитов рапакиви. Так же как и на месторождении Питкяранта, здесь выделяются богатые и бедные участки. Повышенные концентрации олова имеются как вблизи кровли гранитов рапакиви, так и по удалении от нее. Для месторождений Питкярантского рудного поля, находящихся в непосредственном контакте с гранитами рапакиви (рудное тело Клара, Винберг и др.), глубина распространения оруденения не превышает первых десятков метров вследствие, как отмечалось выше, близости кровли интрузива гранитов рапакиви. По мере удаления от контакта она постепенно возрастает до 100—200 м (рудные тела Бек, Коскелло и др.), в районе г. Питкяранта достигает 300 м и, по-видимому, может быть еще больше, так как, по геолого-геофизическим данным, кровля интрузива гранитов рапакиви находится на глубине около 1000 м.

Таким образом, в оловоскарновых месторождениях района интервал промышленного оруденения по падению скарновых залежей варьирует от десятков до нескольких сотен метров и зависит от глубины кровли «материнской» интрузии.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУД, МИНЕРАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Вещественный состав оловянных руд и измененных околорудных пород скарновых месторождений Северного Приладожья отличается большим разнообразием и обусловлен сложностью процесса их формирования. В рудах и скарнах этих месторождений известно более семидесяти минералов. По минеральному составу месторождения весьма близки.

МИНЕРАЛОГИЯ ОЛОВОНОСНЫХ СКАРНОВ НА ПРИМЕРЕ КИТЕЛЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Наиболее детально нами изучался минеральный состав Кительского месторождения (Хазов, 1967), на примере которого главным образом и приводится характеристика минералогии скарново-рудных месторождений Северного Приладожья. Характеристика минералов скарнов и руд приводится в порядке их распространенности.

Нерудные минералы

П и р о к с е н является основным породообразующим минералом скарнов и представлен двумя генерациями. Пироксен первой генерации в большинстве месторождений слагает преобладающую часть скарновых залежей пироксенового и гранато-пироксенового состава. Пироксен второй генерации развит главным образом в гранато-пироксеновых скарнах. Здесь оно совместно с гранатом второй генерации образует друзы с отчетливым замещением пироксена первой генерации; встречается в виде каемок из агрегата мелких зерен вокруг пироксена первой генерации, а также в крупных метакристаллах. Пироксен первой генерации представлен диопсидом (фассаитом). Он наблюдается в виде изометрических, удлиненно- и короткопризматических кристаллов. Цвет его светло-зеленый. Оптические константы: $c : Ng = 39^\circ$; $Ng - Np = 0.028 - 0.029$; $2V = 58 - 60^\circ$; $Ng^1 = 1.698 - 1.700$, $Np = 1.670 - 1.671$, $Nm = 1.675 - 1.677$. Химический состав пироксена этой генерации приведен в табл. 19. Положение их среди пироксенов магнезиальных скарнов других районов СССР показано на рис. 8. Спектральным анализом, помимо основных компонентов, во всех диопсидах установлены примеси Sn, Zn (повышенные концентрации), Cu, Ni, Be; почти во всех присутствует Co, V, Ga, Zr, Sc, Y, Yb, Ba; редкими примесями являются Cr, Sr, Mo.

Обычно зерна диопсидов трещиноваты. Замещение их вторичными минералами происходит по трещинам и часто захватывает почти все зерна. Наиболее распространенными вторичными минералами по диопсиду являются тремолит-актинолит, хлориты, тальк, серпентин, эпидот, кальцит, реже пренит и цеолиты. При проявлении в скарнах кварцево-полевошпатового метасоматоза диопсид интенсивно замещается также тонкозернистым и колломорфным касситеритом, иногда до полных псевдоморфоз. Весьма примечательны в нем концентрические образования метакolloидного колломорфного касситерита, ассоциирующего с калишпа-

¹ Показатели преломления здесь и далее определены в иммерсионных жидкостях Е. И. Нефедовым.

Таблица 19

Химический состав пироксенов, вес. %

Окислы	№ пробы				
	2	3	4	5	6
SiO ₂	51.76	52.64	50.20	51.94	50.56
TiO ₂	0.12	0.03	0.23	0.09	0.14
Al ₂ O ₃	1.75	0.70	4.75	1.00	2.77
Fe ₂ O ₃	1.00	0.36	1.06	0.61	0.61
FeO	4.36	1.05	7.76	6.82	7.83
MnO	0.55	0.19	0.37	0.37	0.24
CaO	22.48	18.90	18.34	22.41	21.79
MgO	15.74	21.40	13.06	14.62	13.18
K ₂ O	0.09	0.02	0.80	0.09	0.12
Na ₂ O	0.24	0.14	0.53	0.21	0.35
H ₂ O _{гипр.}	0.46	0.40	0.67	0.06	0.27
П. п. п.	1.72	4.52	2.26	1.43	1.97
Сумма	100.27	100.03	99.65	99.83	100.35

Примечание. Пробы: 3—5 отобраны за пределами рудных полей, 2, 6 — в пределах Кительского рудного поля.

Кристаллохимические формулы пироксенов:

2 — (Na_{0.02}Ca_{0.90}Mg_{0.88}Fe_{0.14}²⁺Mn_{0.01}Fe_{0.03}³⁺Al_{0.02})_{2.00}(Si_{1.194}Al_{0.06})_{2.00}O₆;

3 — (Na_{0.01}Ca_{0.76}Mg_{1.19}Fe_{0.03}²⁺Fe_{0.01}³⁺)_{2.00}(Si_{1.97}Al_{0.03})_{2.00}O₆;

4 — (Na_{0.04}K_{0.04}Ca_{0.75}Mg_{0.75}Fe_{0.25}²⁺Mn_{0.01}Fe_{0.03}³⁺Al_{0.13})_{2.00}(Si_{1.92}Al_{0.08})_{2.00}O₆;

5 — (Na_{0.01}Ca_{0.91}Mg_{0.82}Fe_{0.22}²⁺Mn_{0.01}Fe_{0.02}³⁺Al_{0.01})_{2.00}(Si_{1.97}Al_{0.03})_{2.00}O₆;

6 — (Na_{0.03}Ca_{0.90}Mg_{0.75}Fe_{0.25}²⁺Fe_{0.02}³⁺Al_{0.05})_{2.00}(Si_{1.93}Al_{0.07})_{2.00}O₆;

том. В этих концентрических образованиях отчетливо устанавливаются реликты замещаемого пироксена.

Пироксен второй генерации относится к диопсид-геденбергитовому ряду. Окраска его зеленая до темно-зеленой. Он характеризуется следующими оптическими константами: $Ng-Np=0.025-0.031$; $c : Ng=41-46^\circ$; $2V=60-61^\circ$; $Ng=1.705-1.711$, $Np=1.680$, $Nm=1.684-1.686$. Продукты замещения его аналогичны диопсиду. Примеси рассеянных элементов в диопсид-геденбергите отличаются от примесей в пироксене первой генерации отсутствием Cr, Sr, присутствием Ba в пониженных количествах, появлением Cd, In, Ge, As, остальные примеси аналогичны.

Гранаты, подобно пироксенам, являются породообразующими минералами скарнов, уступая им несколько в количественном отношении; устанавливаются три генерации граната; первая, образовавшаяся до магнетитового оруденения; вторая, замещающая магнетит, и третья, секущая прожилками гранаты первых двух генераций.

Первая, наиболее ранняя, генерация граната слагает обычно пятнисто-полосчатые и полосчатые скопления, а также мономинеральные участки в пироксеновых, реже в везувиан-пироксеновых скарнах. Показатели преломления его 1.850—1.878. В составе граната этой генерации андрадитовый компонент резко преобладает надgrossуляровым и составляет 70.5—83.6% (табл. 20, ан. 18 и 19). Цвет его от зелено-черного до темно-зеленого. Размер кристаллов от 1 до 5—6 мм. Часто замещается магнетитом и хлоритом. Почти всегда изотропный, нередко зональный, что подчеркивается различной интенсивностью окраски его в зонах, повторяющих кристаллографические очертания кристаллов.

Вторая генерация, содержащая 61—75% андрадита, имеет показатели преломления 1.817—1.848. Цвет его зеленый, коричневатый или серовато-зеленый; встречается в отдельных кристаллах, размером от 2—3 до 7—

8 мм, в виде друз, относительно крупных и идиоморфных кристаллов, располагающихся по краям полостей растворения, выполненных кальцитом, кварцем, касситеритом, сфалеритом и другими минералами или в зернистой массе. Анизотропный; часто образует секториальные и решетчатые двойники, напоминающие микроклиновые. Из включений в нем наблюдаются зерна касситерита.

Третья, самая поздняя, генерация граната характеризуется практически равенствомgrossулярового (40—45%) и андрадитового (44.5—45.2%) компонентов (табл. 20, ан. 24, 25). Показатели преломления его 1.795—1.797; встречается как в отдельных кристаллах, так и в виде скоплений, местами он залечивает микротрещины в гранатах ранних генераций или образует многократные наружные микрозоны в чередовании с микрозонами кальцита вокруг отдельных хорошо ограненных кристаллов граната двух первых генераций с полным повторением их кристаллографических форм. Гранат этой генерации бывает анизотропным и изотропным. Цвет его коричневатый, кремовый, розоватый. Как и у граната первой генерации, наблюдается зональная окраска, от темной в центре до более светлой по периферии. Часто он ассоциирует с пиритом и кальцитом. В ранних гранатах этой генерации устанавливаются включения зерен касситерита.

Химические составы гранатов месторождений Кителя и Питкьяранты, приведенные в табл. 20 и на диаграмме, рис. 9 отражают известную закономерность (Карпова, Иващенко, 1954), проявляющуюся в значительном преобладании андрадитового компонента в составе гранатов (первая генерация в описываемых месторождениях) из скарнов с магнетитовым оруденением. Для гранатов, сопутствующих оловянному (вторая генерация) и медно-оловянно-цинковому (третья генерация) оруденению характерно более низкое его содержание.

Расчет формул гранатов произведен исходя из суммы катионов, равной 8. Как следует из рассчитанных формул, гранаты содержат значительное количество различных механических примесей. Это обусловлено сохранением в них реликтов ранних минералов, оставшихся при метасоматическом образовании гранатов, а также новообразованием мельчайших (микроны) кристаллов и зерен других более поздних минералов в условиях многостадийного скарново-рудного процесса.

Спектральным анализом, помимо основных компонентов, во всех или почти во всех гранатах устанавливаются примеси Sn, Cu, Zn, Ga, Ba, Y, Yb; натрий обнаружен только в гранатах второй и третьей генераций, изредка фиксируются Sc, In, As, Sb, Cd, W, Mo, V, Ni, Co.

Везувиан распространен преимущественно в пироксеновых и гранато-пироксеновых скарнах. Развита в виде хорошо образованных кристаллов короткостолбчатого габитуса многозонального строения, а также в виде изометричных и реликтовых зерен, лучистых, тонкопризматических сноповидных агрегатов. Размер зерен везувиана 0.08—3.0 мм. Содержание везувиана (по шлифам) варьирует от 1—2.5% до 10—30%; бесцветен или окрашен в буровато-рыжий цвет гидроокислами железа. Распределение окраски зональное, повторяющее кристаллографические

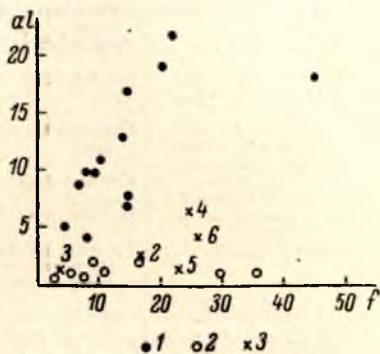


Рис. 8. Характеристика составов пироксенов в координатах алюминиевого и железистого коэффициентов (Жариков, 1968).

Пироксены: 1 — собственно магнезиальных скарнов; 2 — измененных магнезиальных скарнов; 3 — из скарнов Северного Приладожья. Цифрами обозначены номера проб (см. табл. 19).

Таблица 20

Химические составы гранатов

№ пробы	Гранат (генерация, цвет, зональность)	Место отбора	Минеральная ассоциация	Температура декрепитации °С	Оксиды		
					SiO ₂	TiO ₂	
17	Черный	Кителя, скв. 16, из мио- литов гранита рапакиви	Кварц, полевой шпат, кас- ситерит	520	35.50	0.79	
18	I генерация, темно- зеленый	Хопунвара, скв. 64	Пироксен, гранат II гене- рации	580	35.44	0.40	
19	То же	Кителя, скв. 79, обр. 18	Пироксен, серпентин . . .	580	36.82	0.15	
20	II генерация, зеле- ный	Питкяранта, шахта Омель- янов	Кварц, касситерит, карбо- нат	500	36.52	0.15	
21	То же	Кителя, скв. 24, обр. 225	Кварц, карбонат, кассите- рит	480	39.90	0.18	
22	II генерация, ко- ричневато-зеле- ный	Кителя, скв. 35	Пироксен, гранат III гене- рации	480	37.70	0.39	
23	II генерация, ко- ричневато-зеле- ный зональный	Питкяранта, шахта Омель- янов	Кварц, карбонат, сульфиды, касситерит	400	39.32	0.06	
24	III генерация, свет- ло-коричневый	Кителя, скв. 23, обр. 20	Карбонаты, серпентин . . .	320	36.80	0.08	
25	III генерация, ко- ричневый	Кителя, скв. 35	Пироксен, гранат II гене- рации	360	38.48	0.03	
44	Темно-бурый	Кителя, из жилы гранат- магнетит-кварцевого со- става в гнейсо-граните	Магнетит, кварц	—	37.80	0.04	

Кристаллохимические формулы гранатов:

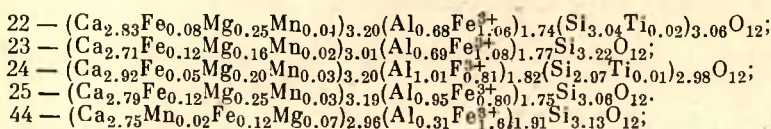
- 17 — (Ca_{2.82}Mn_{0.04}Fe_{0.17}Mg_{0.07}3.10(Al_{0.41}Fe_{1.46})1.87(Si_{2.98}Ti_{0.05})3.03O₁₂;
 18 — (Ca_{2.91}Mn_{0.04}Fe_{0.09}Mg_{0.11}3.15(Al_{0.09}Fe_{1.75})1.81Si_{3.01}O₁₂;
 19 — (Ca_{2.85}Mn_{0.02}Fe_{0.04}Mg_{0.23}3.16(Al_{0.42}Fe_{1.39})1.81(Si_{3.03}Ti_{0.01})3.03O₁₂;
 20 — (Ca_{2.88}Mn_{0.03}Fe_{0.09}Mg_{0.08}3.08(Al_{0.59}Fe_{1.26})1.85(Si_{3.06}Ti_{0.01})3.07O₁₂;
 21 — (Ca_{2.77}Fe_{0.04}Mg_{0.22}Mn_{0.02}3.05(Al_{0.50}Fe_{1.19})1.65(Si_{3.22}Ti_{0.02})3.30O₁₂;

очертания кристаллов. Интерференционная окраска его также зональная и имеет серый, оливково-зеленый, фиолетово-синий цвет. Оптически отрицательный, $-2V=0^\circ$, $Nm=1.708-1.714$, $Nm-Np=0.002$. В виде включений в нем отмечаются реликты пироксена, шпинели и звездчатые агрегаты мельчайших зерен сфена. Замещение везувиана неравномерное. Вторичные минералы по везувиану: серпентин (гомоосевые псевдоморфозы), клинодоизит, по трещинам в нем развиваются гидроокислы железа, зеленый хлорит. Раздробленные зерна везувиана цементируются кальцитом и серпентином. Иногда везувиан в пироксене первой генерации выполняет трещины и образование его близко одновременно с гранатом первой генерации, раньше магнетита, граната второй генерации и сульфидов.

Химические составы везувианов Кительского месторождения (№ 19) и участка Валкеалампи (№ 18) приведены в табл. 21. Для расчета формул введена поправка на флюорит, тесно ассоциирующий с везувианом. Расчет произведен на основе суммы катионов, равной 24. Во всех везувианах, помимо основных компонентов, спектральными анализами устанавливаются примеси Sn, Zr, Be, Cu, As, Ga, Y, Yb, La, Ce, Bi, Sr, реже Cr, Ni, Pb, Zn, Ge, Sc и Ba.

Шпинель отмечается в гранато-пироксеновых, магнетито-пироксеновых и пироксеновых скарнах, часто совместно с везувианом, а также в скарнированных мраморах (кальцифирах). Она распространена в виде очень мелких зерен, собранных в кучные и полосчатые скопления, светло-зеленого или изумрудно-зеленого цвета. Содержание ее в породе от единичных зерен до 1—5%. Изотропна или слабо анизотропна. Часто магнетит совместно с хлоритом образует зональные псевдоморфозы по шпинели с сохранением ее кристаллографических форм. В виде включений она

лы, Cu %											Сумма	Компоненты, %						N
Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	SnO ₂	П. п. п.	H ₂ O _{гипр.}		андрадит	гроссу-ляр	пироп	альман-дин	спессар-тин		
4.17	23.28	2.25	0.47	31.36	0.57	0.06	0.06	0.41	0.47	—	99.39	80.4	11.2	2.3	5.1	1.0	1.855—1.865	
0.85	27.36	1.32	0.42	31.92	0.89	0.03	0.04	0.05	0.43	0.32	99.44	83.6	9.0	3.5	2.9	1.0	1.865—1.878	
4.35	22.43	0.55	0.26	32.38	1.99	0.03	0.08	0.05	0.74	0.10	99.93	76.5	12.5	1.1	9.2	0.7	1.840—1.850	
5.90	19.97	1.39	0.41	31.81	0.77	0.03	0.05	1.40	1.39	0.14	99.93	67.9	24.4	3.2	3.3	1.1	1.820—1.830	
5.12	19.15	0.60	0.22	31.28	1.70	0.03	0.06	0.28	0.81	0.14	99.47	75.0	13.7	8.7	1.9	0.7	1.848	
7.05	17.41	1.08	0.47	32.60	1.99	0.03	0.06	0.55	0.36	0.08	99.77	61.0	25.60	9.4	2.8	1.2	1.820—1.830	
7.10	17.45	1.84	0.37	30.85	1.35	0.04	0.06	0.73	0.65	0.07	99.88	61.0	27.2	6.2	4.6	1.0	1.817—1.834	
10.60	13.39	0.93	0.48	33.96	1.65	0.03	0.07	0.39	1.20	0.12	99.70	44.5	45.0	7.2	2.1	1.2	1.795	
10.10	13.31	1.72	0.52	32.75	2.11	0.02	0.06	—	0.49	0.11	99.70	45.2	40.0	9.3	4.3	1.2	1.797	
3.10	25.25	1.56	0.15	30.56	0.49	0.02	0.06	—	0.06	0.22	99.91	83.8	10.0	2.1	3.8	0.3	1.850	



отмечается в везувиане. Ассоциирует часто с флогопитом, серпентином, магнетитом, гидроокислами железа, апатитом.

А м ф и б о л ы представлены преимущественно рядом тремолит-актинолита, реже обыкновенной роговой обманкой. Содержание их в скарнах варьирует от второстепенных (1—2%) до основных компонентов породы, составляющих 25—30%, иногда до 50—70%. Часто амфиболы ряда тремолит—актинолита развиваются как вторичные минералы по диопсиду и пироксенам ряда диопсид—геденбергита. В шлифах они бесцветные, светло-зеленые, иногда густо окрашены в синевато-зеленый цвет и тогда плеохроирующие. Развиваются в призматических, волокнистых, игольчатых, шестоватых кристаллах, иногда ксеноморфных и изометричных зернах. Оптические константы их колеблются в следующих пределах: $-2V=80-88^\circ$ или $70-75^\circ$; $c : Ng=20-21^\circ$, иногда до 26° , редко $8-12^\circ$, $Ng-Np=0.022-0.029$; оптически отрицательны.

К а л ь ц и т присутствует во всех разновидностях скарнов, составляя от 1—2 до 25—30%, иногда до 50% породы. Как правило, выполняет угловатые промежутки между другими породообразующими минералами, развивается как вторичный минерал по пироксену, залечивает трещины в гранате. Иногда совместно с кварцем, хлоритом, серпентином и игольчатым касситеритом выполняет полости растворения в скарне. Кальцит, по-видимому, образует несколько генераций. Ранние генерации его ассоциируют с игольчатым касситеритом (рис. 10), кварцем, гранатом, флюоритом и др., поздние, наоборот, слагают мономинеральные прожилки, секущие раннюю генерацию кальцита. В большинстве случаев полисинтетически сдвойникован. Спектральный анализ фиксирует в кальците ранних генераций примеси олова, меди, железа и натрия.

К в а р ц в небольших количествах присутствует в скарнах в виде отдельных ксеноморфных зерен, выполняет пустоты или промежутки между зернами других минералов. Иногда процесс окварцевания развит широко, и тогда кварц наблюдается в виде гнезд, кучных скоплений зерен, полос, так что скарновые минералы (пироксен, гранат) сохраняются лишь в реликтах в виде скелетных зерен, замещенных эпидотом, цоизитом, хлоритом. Структура таких интенсивно окварцованных участков гранобластовая до полигональной с сохранением иногда реликтов полочатости скарнов. Спектральным анализом в кварце устанавливаются примеси Sn, W, Be, Zr, Cu, Co, Ni.

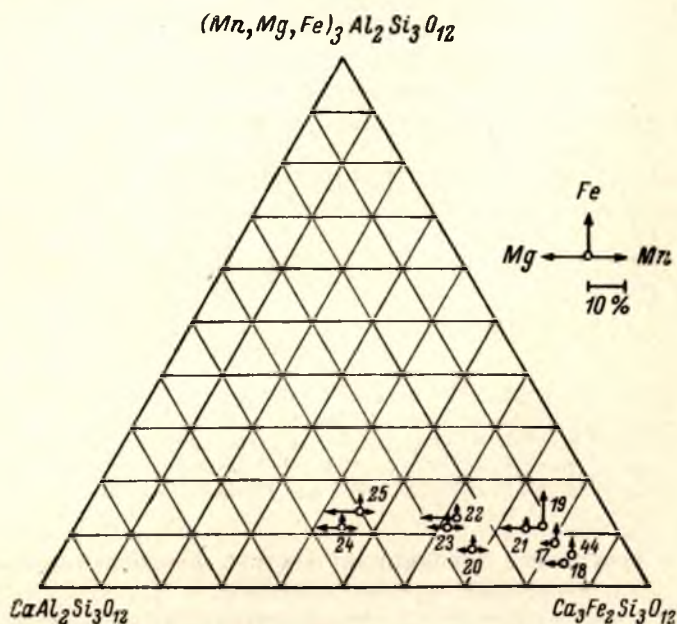


Рис. 9. Гранаты известковых скарнов на диаграмме «гроссуляр-андрадит-пироп — альмандин — спессартин».

Э п и д о т имеет широкое распространение в фельдшпатизированных скарнах, составляя иногда до 25—30% породы. Развивается в основном как вторичный минерал по пироксену, гранату, образуя иногда диабастовые прорастания с ними; наблюдается в изометричных зернах, призматических и короткостолбчатых кристаллах, ксеноморфных зернах. Окрашен, как правило, в лимонно-желтый цвет с четко выраженным плеохроизмом и аномальными интерференционными цветами. Иногда окраска его зональная, повторяющая кристаллографические очертания зерен, от лимонно-желтой до буровато- или зеленовато-коричневой (возможно, образует псевдоморфозы по зональному везувиану). Вместе с ним развиваются также цоизит и клиноцоизит. Наблюдается замещение его актинолитом, биотитом, хлоритом, кальцитом. Спектральным анализом в эпидоте, помимо основных минералообразующих элементов, установлены примеси Sn, Be, Pb, Cu, Zr, Y, Yb, Ga, Sc, Mo, Ni, V, Ba, Sr.

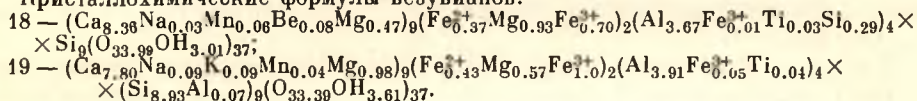
К а л и ш п а т, выполняющий трещинные полости и участвующий в метасоматических замещениях, слагает грубо- и тонкозернистые и метакolloидные агрегаты красновато-бурого цвета. Он представлен анортоклазом с переменным содержанием альбитовой и ортоклазовой составляющих. По данным фазового анализа, выполненного в лаборатории рентгеноструктурного анализа Института геологии Карельского ФАН СССР,

Таблица 21

Химические составы везувианов, вес. %

Окислы	18	19	После поправки на флюорит	
			18	19
SiO ₂	36.30	36.50	36.30	36.50
TiO ₂	0.14	0.20	0.14	0.20
Al ₂ O ₃	12.16	13.85	12.16	13.85
Fe ₂ O ₃	3.73	5.82	3.73	5.82
FeO	1.72	2.13	1.72	2.13
MnO	0.22	0.21	0.22	0.21
CaO	36.11	31.74	30.51	29.68
MgO	3.66	4.27	3.66	4.27
K ₂ O	0.02	0.30	0.02	0.30
Na ₂ O	0.06	0.21	0.06	0.21
BeO	0.30	0.01	0.30	0.01
SnO ₂	0.07	0.14	0.07	0.14
B ₂ O ₃	0.10	0.18	0.10	0.18
H ₂ O _{гигр.}	0.13	0.16	0.13	0.16
H ₂ O ⁺	2.32	2.12	2.32	2.12
F	3.80	1.40	—	—
O ₂ ⁻	1.59	0.58	—	—
Сумма . .	99.62	99.28	—	—

Кристаллохимические формулы везувианов:



в составе его около 40% ортоклаза и 60% альбита ($\text{Sr}_{40}\text{Ab}_{60}$); по результатам химического анализа (табл. 22) соотношение ортоклаза и альбита прямо обратное ($\text{Or}_{59}\text{Ab}_{41}$). При микроскопическом изучении калишпата в нем обнаруживается присутствие большого количества разнообразных включений: мельчайших зерен касситерита, рудных минералов, бурых гидроокислов железа и т. п. Иногда нераскристаллизованный калишпат наблюдается в прожилках совместно с таким же нераскристаллизованным касситеритом. Нераскристаллизованный калишпат выглядит в шлифе как застывшая студнеобразная масса буроватого цвета различных оттенков. Цвет его зависит от наличия дисперсного касситерита и бурых гидроокислов железа. Иногда густота окраски анортоклаза усиливается вблизи темных нераскристаллизованных прожилков касситерита. Там же, где в краевой части этих прожилков или в жеодах внутри них наблюдается кристаллический касситерит, анортоклаз, наоборот светлый, слегка буроватый. Кроме того, для калишпата из этой ассоциации характерны метакolloидные выделения сферолитовой почковидной формы (рис. 11). В них отчетливо наблюдается концентрически-зональное строение, обусловленное чередованием различно окрашенных (от почти белого до бурого цвета) калишпатовых концентров числом от 2 до 5 и более. Иногда ядра калишпатовых сферолитов бывают сложены метакolloидным касситеритом. Колломорфный калишпат, как правило, ассоциирует с таким же колломорфным или тонкозернистым касситеритом (рис. 12), реже он наблюдается среди кристаллически-зернистого калишпатового агрегата, замещающего пироксеновый скарн в виде тонких прожилков и отдельных пятен. Калишпат подвергается частичному замещению мусковитоподобной слюдой.

Т а б л и ц а 22

Химический состав апортотклаза и пересчет на химическую формулу минерала

Окислы	Вес. %	Атомное количество	За вычетом примеси пироксена	Делитель (1.564 : 5 = 0.313)
SiO ₂	61.60	1.026	0.912	2.92
TiO ₂	0.08	0.001	—	—
Al ₂ O ₃	16.50	0.324	0.321	1.03
Fe ₂ O ₃	0.49	0.006	—	—
FeO	1.51	0.21	—	—
MnO	0.20	0.003	—	—
CaO	2.60	0.046	—	—
MgO	2.40	0.059	—	—
K ₂ O	9.20	0.196	0.196	0.62
Na ₂ O	4.20	0.136	0.135	0.43
BaO	0.15	—	—	—
П. п. п.	0.47	—	—	—
Сумма . . .	99.74	1.818	1.564	5.00

Кристаллохимическая формула апортотклаза:

K_{0.62}Na_{0.43}Al_{1.03}Si_{2.92}O₈, или в молекулярных процентах — Or₅₅Ab₄₁.

Спектральным анализом в этих калишпатах, помимо основных компонентов, установлены примеси Sn, Be, Cu, Y, Yb, Zr, Ga, Zn, Pb, Mo, Co, Ni, Cr, Ba.

Т о п а з отмечается в пироксено-гранатовых скарнах обычно совместно с касситеритом, а также в кварцево-касситерито-полевошпатовых метасоматитах, иногда в количестве от 2.5 до 18%. Образует призматические, призматически лучистые, веерообразные агрегаты и зерна, иногда неправильной формы. Оптически положительный, ромбический, $2V=52-54^\circ$ до $60-65^\circ$; $Ng-Np=0.009-0.010$. Редко наблюдается спайность по (001) и (010). Иногда топаз образует сростки (сноповидные агрегаты), напоминающие полисинтетические двойники; содержит включения зерен касситерита. Изредка он замещается мусковитом и серицитом или совместно с кальцитом, кварцем, калишпатом выполняет интерстиции между зернами пироксена и граната, цементируя их в зонах дробления, или образует жилные выполнения трещин в скарне.

П р е н и т наблюдается в пироксеновых, гранато-пироксеновых и фельдшпатизированных разностях их в количестве от 1—1.5% до 18—20%. Он образует радиально-лучистые, шестоватые кристаллы, развивающиеся по трещинам в пироксене и в межзерновых пространствах. Оптически одноосный; $2V=0-65^\circ$, обладает спайностью по (001), (010), (100). Бесцветный или слегка буроватый, обнаруживает паркетовидную структуру.

Ц е о л и т довольно широко распространен в гранато-пироксеновых скарнах, в плагио-пироксеновых породах и в гнейсо-гранитах. Содержание его варьирует от 1—2% до 10—30% породы. Образует прожилки, полосчатые и гнездовые скопления в скарнах, а также примазки по плоскостям трещин. Отмечается как вторичный минерал по пироксенам и плагиоклазам. Макроскопически цвет его коричневатобурый (внешне похож на калишпат, но легко царапается), зернистость выражена неотчетливо. Показатель преломления, определенный в иммерсионной жидкости, $1.495 > N > 1.492$, оптически положительный; $-2V=0^\circ$ или $87-90^\circ(+)$, ромбический; $Ng-Np=0.009$; обладает спайностью по (010) и (001).

Образует пластинчатые, листоватые, иногда пирамидальные и лучистые кристаллы, а также веерообразные и радиально-лучистые агрегаты. В шлифах бесцветен либо неравномерно окрашен в оранжево-бурый или красно-



Рис. 10. Кальцит в жеоде колломорфно-кристаллического касситерита (черное). Без анализатора, увел. 20. Игольчатые кристаллы касситерита образуют щетки на ее стенках.

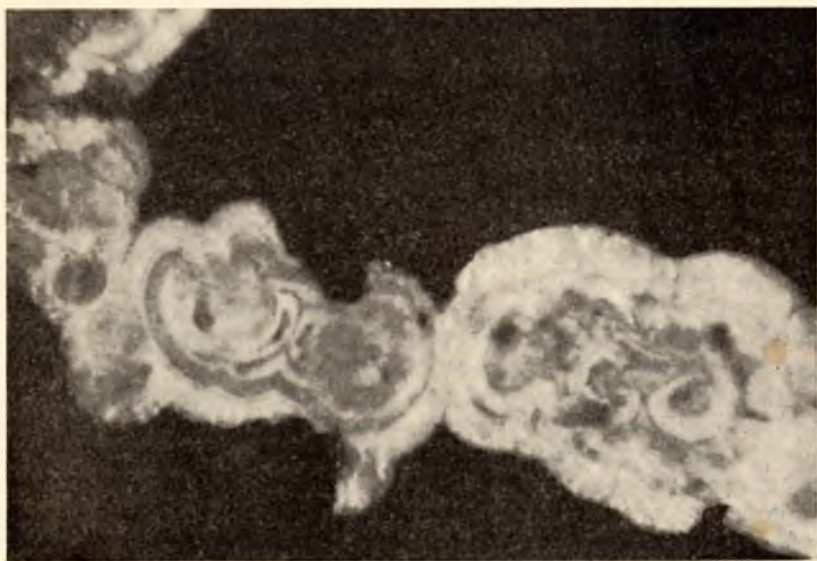


Рис. 11. Метаклонидный анортотлаз (серое) и кристаллический касситерит (черное). Полированный шлиф, увел. 20.

вато-бурый цвет, иногда с отчетливо выраженным плеохроизмом. Отмечается дисперсия биссектрис. По оптическим константам определяется как филлипсит.

Ф л ю о р и т отмечается в гранато-пироксеновых и везувияновых скарнах в переменных количествах — от единичных зерен до 10—20%, образует неправильной формы зерна фиолетового цвета, иногда бесцветные.

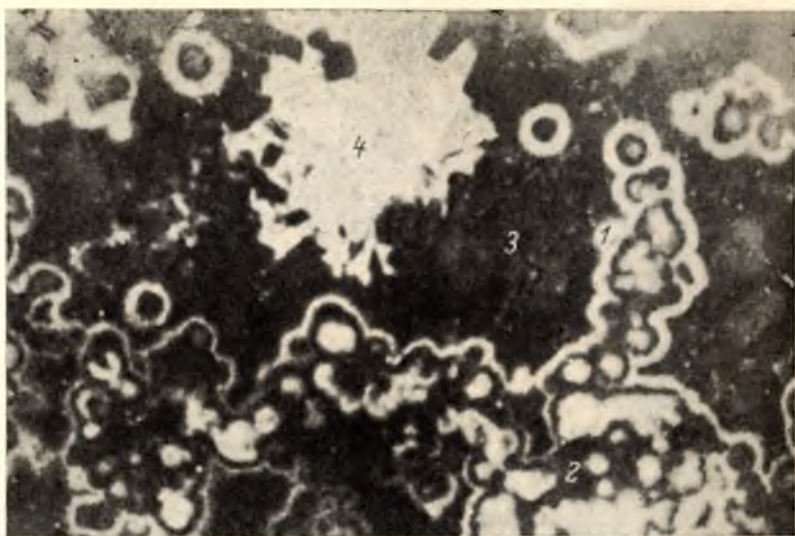


Рис. 12. Касситерито-калишпатовая минеральная ассоциация. Полированный шлиф, увел. 20.

1 — колломорфный калишпат; 2 — колломорфный касситерит; 3 — кристаллический касситерит; 4 — кристаллический анортотлаз, выполняющий жееду.

Рудные минералы

К а с с и т е р и т наиболее широко распространен в скарнах второй подсветы питкьянтской свиты. Значительно реже он встречается в скарнах верхней подсветы и в прослоях скарна среди графитистых и графит-содержащих сланцев. Он отмечается во всех разновидностях скарнов, но предпочтительнее локализуется в гранатсодержащих скарнах и в кварцево-полевошпатовых метасоматитах. Содержание его варьирует от единичных и редких зерен до 20—30%.

Касситерит распространен в виде мелких короткопризматических, длиннопризматических и игольчатых кристаллов, которые образуют иногда радиально-лучистые агрегаты и «солнца», а также в зернах изометричной и неправильной формы, редко в скелетных зернах. Размеры отдельных зерен варьируют от 0.014 до 0.2 мм. Преобладают зерна размером до 0.1 мм и сростки размером 0.1—0.68 мм. Окраска касситерита коричневато-бурая, пятнистая или зональная, повторяющая кристаллографические очертания кристаллов. Наиболее темная окраска касситерита характерна для центральных частей зерен, тогда как краевые части более светлые или бесцветные. Часто наблюдаются коленчатые, секториальные и другие двойники (рис. 13).

В скарнах касситерит наблюдается по периферии зерен магнетита и в сростании с ним, а также в сростании с халькопиритом и сфалеритом. Он отмечается в виде включений в гранате, пироксене, хлорите, серпентине и амфиболе, иногда образует многочисленные игольчатые кристаллы в кальците. Наблюдаются сростки касситерита с шеелитом, эпидотом, гранатом, сфеном, апатитом.

На Китильском месторождении нами впервые для скарновых месторождений олова установлена парагенетическая минеральная ассоциация колломорфного касситерита и колломорфного калишпата в полевошпатовом



Рис. 13. Секториальные двойники зонально окрашенного касситерита. Без анализатора, увел. 20.

Белое — аноктоклаз.

метасоматите по пироксеновому скарну. Метасоматит состоит из реликтов пироксенового скарна, колломорфного и кристаллического касситерита и калишпата, небольшого количества топаза, эпидота, мусковита, пирита и халькопирита. Касситерит из этой ассоциации по морфологическим признакам, так же как и калишпат, разделяется на две разновидности: кристаллическую и колломорфную. Преимущественным развитием пользуется кристаллический касситерит. Характерными формами его являются призматические и призматически-дипирамидальные кристаллы. Обычны короткопризматические коленчатые, полисинтетические и секториальные двойники. Кристаллический касситерит зонально окрашен в коричневато-бурые цвета с постепенным уменьшением густоты окраски от центра к периферии до полностью бесцветных в краевых зонах. Границы между зонами обычно четкие и следуют направлениям кристаллографических граней. Весьма характерным для кристаллического касситерита является его тесная ассоциация со скрытокристаллическими разновидностями, которые он окаймляет, нарастая на них и образуя своеобразные венчики и щетки (рис. 14, 15), обращенные в сторону питающего источника, из которого одновременно или с некоторым (незначительным) отставанием во времени осаждался и калишпат.

Присутствие в гидротермальном растворе компонентов, необходимых для образования касситерита и калишпата, подтверждается закономерным чередованием зон колломорфного касситерита и колломорфного калишпата и нахождением их в совместных касситерит-калишпатовых сферолитах (рис. 16), а также в характерных изгибающихся полосках скрытокристаллического касситерита, чередующихся с полосками, в разной степени обогащенными (нераскристаллизованным) дисперсным калишпатом и имеющими сложно-фестончатые очертания.

Сферолитовые и почковидные его образования приурочены преимущественно к стенкам жильных трещин в пироксеновом скарне или образуются вокруг мельчайших обломков скарна внутри жильного анортоклазового агрегата. Поэтому в центре сферолитов нередко можно наблюдать мельчайшие зерна пироксена, иногда совершенно круглой формы.

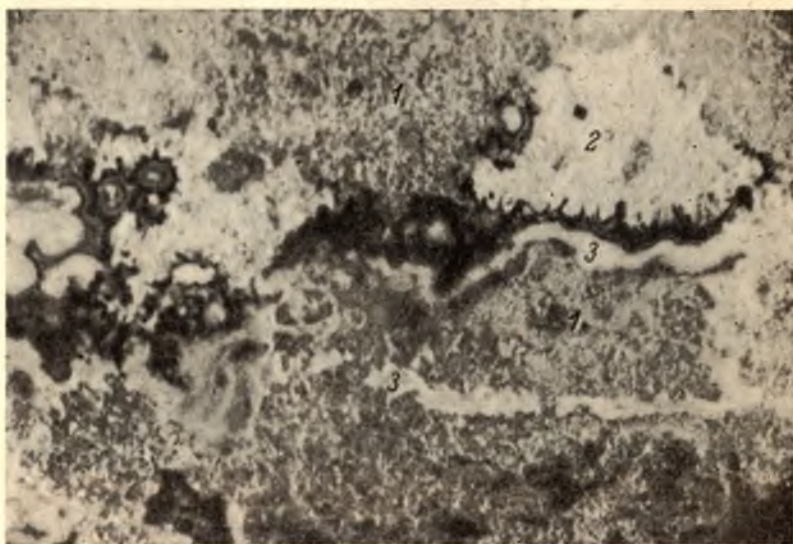


Рис. 14. Касситерито-калишпатовый метасоматит по пироксеновому скарну. Полированный шлиф, увел. 3.

1 — пироксен; 2 — кристаллический анортоклаз; 3 — скрытокристаллический (нераскристаллизованный) калишпат; 4 — колломорфный и кристаллический касситерит. Последний нарастает на колломорфный, образуя щетки и венчики, обращенные в сторону кристаллического анортоклаза.

Но для большей части сферолитов характерны ядра, сложенные темнобурым скрытокристаллическим касситеритом или сложным касситерит-калишпатовым гелем. Последний иногда бывает раскристаллизован, тогда ядра сферолитов представлены калишпатом, а мельчайшие изометричные зерна касситерита и дисперсная фаза «отжаты» к наружной концентрической зоне колломорфного касситерита. Иногда раскристаллизация отмечается также в некоторых концентрках, образованных сложным гелем, и в этом случае мельчайшие кристаллики касситерита «отжимаются» к наружному и внутреннему концентру колломорфного касситерита. Как правило, сферолиты располагаются не изолированно, а в виде скоплений и почковидных образований, но всегда в агрегатах пироксена и калишпата, насыщенных касситеритом, т. е. там, где, по-видимому, раствор в момент выпадения касситеритового геля был максимально пересыщен оловом.

Изредка совместно с кристаллическим касситеритом в интерстициях последнего в мелких резко ксеноморфных зернах присутствуют топаз, флюорит, а иногда такой же ксеноморфный эпидот. Пирит, сфалерит и халькопирит образуют мелкие, чаще крупные, но редкие и резко ксеноморфные зерна, также ассоциирующие только с кристаллическим касситеритом и калишпатом, выполняющим трещинные полости в скарне. Кальцит — довольно распространенный минерал этого парагенезиса. Он часто выполняет в тонкозернистых касситеритовых агрегатах центральные

Т а б л и ц а 23

Химический состав касситеритов, вес. %

Окислы	№ пробы					
	4	24	26	35 ^a	35 ^b	52
SnO ₂	95.22	89.27	95.66	95.02	97.35	92.84
SiO ₂	Не опр.	Не опр.	2.30	Не опр.	1.75	Не опр.
TiO ₂	Сл.	0.08	0.01	0.02	0.02	Сл.
Al ₂ O ₃	1.50	1.87	0.37	0.72	0.23	1.81
Fe ₂ O ₃	0.12	0.42	0.19	0.13	0.03	0.20
FeO	0.45	0.46	0.26	0.34	0.12	0.50
MnO	Не опр.	Не опр.	0.02	Не опр.	0.01	Не опр.
CaO	0.36	1.18	0.34	0.16	0.11	0.42
MgO	0.31	0.59	0.37	Сл.	0.14	0.11
K ₂ O	0.10	0.12	0.02	0.04	0.02	0.14
Na ₂ O ₅	0.08	0.09	0.04	0.05	0.04	0.11
Ta ₂ O ₅	Не опр.	Не опр.	0.001	Не опр.	0.001	Не опр.
Nb ₂ O ₅	» »	» »	0.004	» »	0.005	» »
H ₂ O	0.33	0.17	0.02	0.14	0.10	0.13
П. п. п.	Не опр.	Не опр.	0.39	Не опр.	0.07	Не опр.

П р и м е ч а н и е. Место отбора проб: 4 — месторождение Люпинко; 24, 26, 52 — месторождение Питкяранта; 35 — месторождение Кительское; 35^a — коллоидный касситерит, 35^b — кристаллический.

части мелких жеод, от стенок к центру которых расположены хорошо образованные игольчатые кристаллы касситерита (рис. 10).

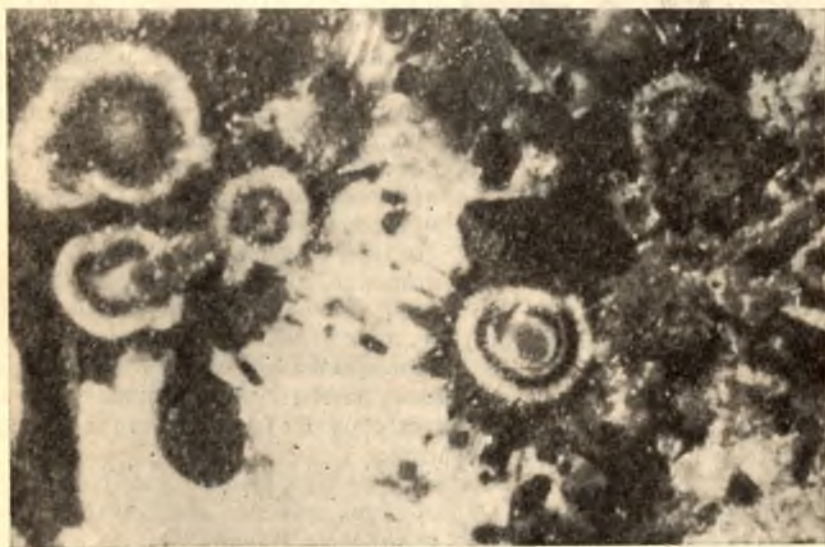


Рис. 15. Венчики кристаллического касситерита вокруг концентрически-зональных сферолитов метакolloидных калишпата и касситерита. Без анализатора, увел. 40.

Общее представление о составе касситеритов, в том числе и этого парагенезиса, дают результаты химического (табл. 23) и полуколичественного спектрального анализа ряда его мономинеральных проб. Для касси-

Т а б л и ц а 24

Содержание ниобия и тантала в касситеритах Кительского и Питкярантского месторождений, вес. %

№ образца	Месторождение	Разновидность касситерита	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅
88	Кительское	Кристаллический . .	0.0028	Не обн.
90	»	Колломорфный . . .	0.002	» »
91	Питкяранта	Кристаллический . .	0.002	0.0039
92	»	»	0.004	0.004

теритов четко выделяется группа типоморфных элементов-примесей — Fe, Mn, W, Ti; во многих присутствуют Cu, Zn, Pb, V, Ga, Be. Для колломорфного и ассоциирующего с ним кристаллического касситерита, кроме того, обычны примеси K, Na и Sc. Иттрий же более характерен для кристаллических касситеритов вне видимой связи их с колломорфным касситеритом. Nb₂O₅ в незначительных количествах (табл. 24) содержится во всех касситеритах Кительского и Питкярантского месторождений, Ta₂O₅ отмечен в касситеритах только Питкярантского месторождения.

Таким образом, по нашим данным, касситерит рассматриваемых месторождений представлен тремя генерациями: ранней — колломорфной, второй — кристаллической, ассоциирующей с колломорфной, и поздней — кристаллической, но ассоциирующей с полиметаллическим оруденением. Касситерит первых двух генераций преимущественно распространен в скарнах второй подсвиты питкярантской свиты с развитыми в них процессами кварцево-полевошпатового метасоматоза и грейзенизации. Для поздней генерации характерно более широкое распространение. Касситерит этой генерации встречается во многих рудных телах, приуроченных к скарновым залежам всех подсвит питкярантской свиты. Промышленные скопления касситерита связаны со всеми его генерациями. Однако наиболее богатые руды (рудные столбы) сложены касситеритом двух первых генераций.

Рис. 16. Калишпат-касситеритовые концентрическизональные сферолиты в кристаллически-зернистой касситеритовой массе. Полированный шлиф, увел. 60.

1 — калишпатовый кристаллогель; 2 — касситерито-калишпатовый кристаллогель; 3 — касситеритовый кристаллогель.

Магнетит является главным рудообразующим минералом и представлен двумя генерациями. Образование раннего магнетита произошло следом за образованием главных скарновых минералов, но до основной массы оловянного и сульфидного оруденения. Поздний магнетит ассоциируется со сфалеритом и в ряде мест сечет магнетит ранней генерации.

Магнетит ранней генерации развивается по диопсиду, гранату, диопсид-геденбергиту, шпинели и, возможно, оливину. Он образует зерна изометричной формы, которая обычно обусловлена формой замещаемого граната или шпинели, а также неправильной и скорлуповатой, близкой к колломорфной. Магнетит наблюдается в единичных зернах и минеральных агрегатах, слагающих полосчатые или жилковатые скопления, иногда

с реликтами замещаемых минералов. Размер зерен магнетита варьирует от 0.01 до 0.7 мм, редко бывает 1.5—2.0 мм. Содержание его 5—10, редко 70—80%. Магнетит часто замещается гематитом, сфалеритом, халькопиритом, серпентином, хлоритом, биотитом, кальцитом, иногда с образованием характерных футлярообразных реликтовых структур замещения. Спектральный анализ устанавливает в нем примеси Sn, Zn, Cu, Pb, Jn, Ti, реже As, Be, Zr, Co, Ni, Cr.

Магнетит поздней генерации имеет ограниченное распространение в виде неправильных зерен и слагает прожилки магнетито-сфалерито-кальцито-серпентинового состава, цепочки мелких зерен вокруг крупных зерен раннего магнетита или залечивает в нем трещины.

С ф а л е р и т преимущественно концентрируется в пироксеновых и значительно реже в гранато-пироксеновых скарнах. Он образует ангедральные, реже изометричные зерна, мономинеральные агрегаты зерен и сростания с магнетитом. Размер зерен его варьирует от сотых долей мм до 0.5—2 мм. Количество сфалерита в скарнах варьирует от рассеянной вкрапленности до скоплений, составляющих 20—30% и более рудной массы. Окраска сфалеритов изменяется в светло-желтых, слегка зеленоватых до коричневатых или почти черных цветов. Наиболее распространены темные разновидности сфалерита, относимые к марматиту. Светлоокрашенные разновидности (клеюфан) отмечаются реже. Обычно сфалерит содержит выделения халькопирита звездчатого, пластинчатого, эмульсионного типа, являющихся продуктом распада твердых растворов. Такой же характер имеют выделения пирротина в сфалерите. Иногда сфалерит содержится в виде эмульсионных выделений в халькопирите от ед. зерен до 40—45%. Химический состав сфалерита приведен в табл. 25.

Т а б л и ц а 25

Химические составы сфалеритов, вес. %

Элементы и окислы	№ пробы			Элементы и окислы	№ пробы		
	21	22	23		21	22	23
Zn	57.35	56.12	46.33	Al ₂ O ₃	0.16	0.17	0.10
Fe	6.08	7.55	17.01	CaO	Сл.	Сл.	0.07
Cd	0.19	0.20	0.12	MgO	0.07	0.06	0.10
Cr	0.15	1.02	0.11	MnO	0.18	0.26	1.02
S	32.16	32.03	33.32	K ₂ O	0.02	0.02	0.02
SiO ₂	1.68	0.66	0.10	Na ₂ O	0.04	0.07	0.09
TiO ₂	Сл.	Сл.	Сл.	H ₂ O	0.09	0.08	0.08

Примечание. Место отбора проб: 21 — месторождение Китильское, 22 и 23 — месторождение Питкьяранта; спектральным анализом установлено во всех сфалеритах присутствие Sn, Pb, Ga, реже In, Be, Ag, Ni, Co, As, Bi, Ce, La, Ba.

Х а л ь к о п и р и т образует густую вкрапленность (20—30%) в гранатовых скарнах, в виде примеси встречается в магнетитовых и магнетито-сфалеритовых рудах. Он представлен в виде отдельных зерен, рассеянных в породе, мельчайших эмульсионных выделений в сфалерите, ксеноморфных выделений в промежутках между зернами магнетита и по трещинам в последнем. Также обычны каймы халькопирита вокруг магнетита, сфалерита, граната, пироксена с образованием в некоторых случаях петельчатых текстур. В больших массах халькопирит образует ангедральные зерна и разнотермические сростки аллотриоморфной структуры, а также прожилки. Размер зерен от 0.06 до 0.8 мм, максимальные размеры сростков достигают 5 мм в длину. Спектральным анализом в нем устанавливаются примеси Sn, Zn, реже As.

Б о р н и т ассоциирует с халькопиритом и развивается в нем в виде мелких вкраплений (продукт распада твердых растворов), а также встречается по периферии зерен. Размеры его не превышают 0.1 мм. Иногда совместно с борнитом наблюдаются мелкие зерна халькозина. Сфалерит образует иногда каемки вокруг зерен борнита.

П и р и т обычно распространен в виде единичных редких зерен, реже количество его достигает 1—2%. Он образует мелкие вкрапленники в породе, иногда встречается в виде каемок вокруг нерудных минералов, изредка наблюдается в сростаниях с магнетитом и на границе зерен магнетита и сфалерита. Размер зерен от 0.03 до 0.25 мм, редко больше. По меньшей мере он образует две генерации: раннюю более высокотемпературную, ассоциирующую с касситеритом, калишпатом, халькопиритом, кварцем и ранним кальцитом; и позднюю, встречающуюся в прожилках совместно с поздним кальцитом. Для ранней генерации пирита характерны примеси Sn, Cu, Zn, In, Ni.

К у б а н и т отмечается в зернах халькопирита в виде пластинчатых форм (структура распада твердых растворов). Иногда с ним в тесном сростании находятся зерна сфалерита. При этом сфалерит и халькопирит наблюдаются в виде эмульсионных и звездчатых выделений друг в друге, т. е. образуют структуры распада твердых растворов. Таким образом, время образования сфалерита, халькопирита и кубанита близкосо-временное.

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ГЛАВНЫХ МИНЕРАЛОВ КИТЕЛЬСКОГО И ПИТКЯРАНТСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПО ДАННЫМ ДЕКРЕПИТАЦИИ

Относительные температуры образования основных скарно- и рудообразующих минералов Кительского и Питкярантского месторождений были определены методом декрепитации А. К. Полиным в лаборатории Института геологии Карельского ФАН СССР. Регистрация импульсов разрывов газово-жидких включений в минералах осуществлялась через 20° С. Для определения брались навески минералов весом около 2 г из фракции 0.5—1.0 мм. Температура декрепитации минералов, возрастные соотношения которых предварительно были установлены обычным путем, приведена в табл. 26.

Полученные результаты хорошо согласуются с результатами изучения парагенетических взаимоотношений минералов и последовательностью их выделения. Минералы известковых скарнов (гранат, везувиан, магнетит) образовались при наиболее высоких температурах (580—440° С). При этом температуры, определенные для минералов, кристаллизовавшихся одновременно (гранат первой генерации, везувиан), оказались близкими (580—560° С). Для пироксенов «ранних» магнезиальных скарнов, замещаемых известковыми скарнами, получены температуры порядка 420—460° С. Это согласуется с нашими представлениями о принадлежности их к другому, более раннему этапу скарнообразования, связанному с интрузией гнейсо-гранитов. Близкая по значению температура (400—420° С) была получена и для диопсида из аналогичных скарнов, находящихся вне области развития известковых скарнов.

Температурные условия образования минералов (касситерита — коллоидного и кристаллического, граната второй и третьей генераций, кварца, сфалеритов и др.), отлагавшихся после известковоскарновых минералов, характеризуются широким интервалом температур (420—140° С). Парагенетическая последовательность их отложения находится в полном соответствии с отмеченными температурами их образования.

Т а б л и ц а 26

Температура декрепитации главных минералов Кительского и Питкярантского месторождений

Минералы в порядке их выделения	Кительское					Питкярантское			
	место отбора пробы		число проб	температура растрескивания, С°		место отбора пробы	число проб	температура растрескивания, С°	
	№ скв.	№ образца		начало	максимум			начало	максимум
Диопсид	За пределами рудных полей		1	400	420	—	—	—	—
Диопсид	26	30	1	420	440	—	—	—	—
Диопсид-геденбергит	80	10	1	440	500	—	—	—	—
То же	23	27	1	460	600	—	—	—	—
» »	27	3	1	440	500	Шахта Омелянов (отвал)	1	440	500
Везувиан	26	30, к-7	2	570±10	620	Валкеалампи, скв. 139	1	580	620
Темно-зеленый гранат	79	18	2	580	600	Хопунвара, скв. 64	1	580	620
Зеленый гранат	24	22	1	480	620	Шахта Омелянов (отвал)	1	500	580
Коричневато-зеленый гранат	35	17	1	480	540	—	—	—	—
Магнетит	23	35	1	440	520	—	—	—	—
Касситерит колломорфный	23	38	1	420	560	—	—	—	—
Касситерит кристаллический	23	38	1	420	560	Шахта Омелянов (отвал)	2	420	560
Зеленовато-коричневый гранат	35	17	1	360	420	То же	1	400	500
Анортоклаз	23	38	1	380	440	—	—	—	—
Кварц	80	16, 17	1	350	400	Шахта Омелянов (отвал)	2	370±10	430±30
Флюорит	—	—	—	—	—	Участок Валкеалампи (скв. 139)	1	340	380
Эпидот	95	1951 г.	1	340	340	—	—	—	—
Сфалерит	24	1961 г.	1	340	380	Шахта Омелянов (отвал)	3	340±20	400±20
Коричневый гранат	23	20	2	310±10	360	—	—	—	—
Кальцит	23	20	1	300	340	То же	1	300	360
Пирит	23	20	1	220	360	» »	1	140	180
Кальцит	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Наиболее ранний из них — касситерит имеет температуру 420°C , анортотлаз 380°C , гранат второй генерации $400\text{—}360^{\circ}\text{C}$, кварц $380\text{—}350^{\circ}\text{C}$, сфалерит $360\text{—}320^{\circ}\text{C}$, флюорит и эпидот 340°C , гранат третьей генерации и ассоциирующий с ним кальцит $320\text{—}300^{\circ}\text{C}$, пирит поздней генерации 220°C и поздний кальцит из секущих прожилков 140°C .

Значения температур декрепитации минералов, полученные по Кительскому и Питкьярантскому месторождениям, оказались очень близкими (табл. 26), что свидетельствует о близости температурных условий образования подобного типа месторождений в рассматриваемом районе.

Температура декрепитации минералов магнезиальных (диопсид $400\text{—}460^{\circ}\text{C}$) и известковых скарнов (гранат, везувиан $560\text{—}580^{\circ}\text{C}$) находится в соответствии с экспериментальными данными, согласно которым температурный интервал магнезиальных постмагматических скарнов определяется в $450\text{—}600^{\circ}\text{C}$, а для пироксено-гранатовой (безволластонитовой) фации известковых скарнов $500\text{—}600^{\circ}\text{C}$ (Жариков, 1968).

Для оценки температуры отложения и сопоставления с данными декрепитации могут использоваться некоторые пары минералов, если в них наблюдаются структуры распада твердых растворов (Парк, Мак-Дормид, 1966). Например, наличие в сфалерите звездчатых, пластинчатых, эмульсионных выделений халькопирита, как это имеет место в ряде сфалеритов месторождений Кительского и Питкьяранты, свидетельствует о температуре кристаллизации высокожелезистых сфалеритов выше 350°C , но в некоторых маложелезистых сфалеритах (клеюфан) включений халькопирита нет, поэтому можно предположить, что температура их кристаллизации была несколько ниже 350°C , что согласуется с данными декрепитации сфалеритов из этих месторождений. Кроме того, наличие структур распада халькопирита+кубанита в рудах месторождения Кительского позволяет считать, что температура их образования — примерно 450°C , а халькопирита+борнита — около 275°C . Приведенные данные о температуре рудообразования весьма близки температурам, полученным методом декрепитации.

МИНЕРАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ И СТАДИИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Особенности вещественного состава скарнов, руд и околорудноизмененных пород оловорудных месторождений района позволяют выделить здесь следующие минеральные комплексы:

1. Минеральный комплекс магнезиальных скарнов магматической стадии, пользующийся широким распространением в Северном Приладожье. К главным, собственно скарновым, минералам относятся: ¹ диопсид (фас-сайт), шпинель*, форстерит*, гиперстен*, плагиоклаз*, ортоклаз*, кордиерит*, магнетит*, графит*.

2. Минеральный комплекс постмагматических магнезиальных скарнов, имеющий широкое развитие в связи с постериорными изменениями магнезиальных скарнов магматической стадии; реже он образован при взаимодействии позднеорогенных гранитоидов и пегматитов с доломитовыми мраморами питкьярантской свиты. Главные минералы этого комплекса: диопсид-геденбергит, тремолит, флогопит, актинолит, кальцит, скаполит, роговая обманка; второстепенные и редко встречающиеся минералы: плагиоклаз, ортоклаз, паргасит, биотит, сфен, апатит, кварц, шеелит, молибденит, галенит.

¹ Звездочкой здесь и далее отмечены минералы, встречающиеся в реликтах и не имеющие широкого распространения, а также некоторые минералы околоскарновых пород.

3. Минеральный комплекс магнезиальных скарнов, генетически связанных с интрузией гранитов рапакиви. Главные минералы: диопсид-геденбергит, шпинель, флогопит, магнетит, хондродит, серпентин, сфалерит и др.

4. Минеральный комплекс известковых скарнов имеет локальное развитие в экзоконтактовой зоне гранитов рапакиви. Для него характерны:grossуляр-андрадит (76—84% андрадитового компонента), везувиан, салит (диопсид-геденбергит), плагиоклаз*, ортоклаз* и магнетит, образующий сопутствующее оруденение в известковых скарнах.

5. Минеральный комплекс апоскарновых руд. Рудные минералы: касситерит, шеелит*, молибденит*, халькопирит*, кубанит*, пирит*, гельвин*, марматит*; нерудные минералы: кварц, анортоклаз (ортоклаз, альбит), гранат grossуляр-андрадитового ряда (содержание андрадитового компонента 61—75%), актинолит, топаз, мусковит, эпидот, флюорит, ортит*, циркон*, апатит, кальцит. Характеризуется избирательной локализацией в известковых скарнах.

6. Минеральный комплекс сульфидных руд. Главные рудные минералы: сфалерит, иногда магнетит; второстепенные: халькопирит, арсениопирит, галенит, пирит, касситерит, пирротин; нерудные минералы: кварц, актинолит, андрадит-grossуляр (андрадитовый компонент составляет 45%), флюорит, кальцит, хлориты, серпентин и др. Он отчетливо накладывается на минеральные комплексы известковых скарнов и апоскарновых руд, а также на минеральный комплекс магнезиальных скарнов, находящихся в непосредственном контакте с гранитами рапакиви.

7. Послерудный минеральный комплекс: цеолиты, кальцит, пирит, серицит, цоизит, тальк, церуссит, англезит, халькозин и др.

Изучение минеральных комплексов и структурно-геологических особенностей их пространственного положения позволяет с известной мерой условности представить историю формирования разнообразных скарнов и ассоциирующего с ними оруденения. Исходя из широкого развития здесь магнезиальных скарнов и узколокального развития известковых скарнов, а также генетической связи их с различными интрузивными комплексами, в формировании скарнов Северного Приладожья возможно выделить два этапа.

Первый этап — раннескарновый, проявился в эпоху складчатого и позднеорогенного магматизма. В этот период произошло образование соответственно магнезиальных скарнов магматической и постмагматической стадии (по классификации Шабынина, 1966; Жарикова, 1968) в зоне контакта интрузии плагиомикроклиновых гнейсо-гранитов и позднеорогенных гранитов или пегматитов с карбонатными породами питкьярантской свиты.

Второй этап — «скарноворудный», генетически связан с посторогенной многофазной интрузией гранитов рапакиви и отделен от первого этапа большим промежутком времени. Благодаря этой интрузии карбонатные породы на контакте с последними превращены в магнезиальные скарны, которые так же, как пироксеновые и другие скарны раннего этапа, затем были преобразованы в известковые скарны магнезиально-скарновой формации (по классификации Шабынина, 1966) с сопутствующим (магнетитовым) и наложенным (оловянным, редкометальным и полиметаллическим) оруденениями.

В пределах последнего этапа на основании изучения минеральных комплексов и особенностей проявления внутрирудной тектоники выделяются 6 стадий рудообразования² (рис. 17, см. вклейку):

² Не рассматриваются две стадии «скарноворудного» этапа — магнезиально-скарновая, генетически связанная с интрузией гранитов рапакиви, и грейзеновая. Минераль-

- 1) скарново-магнетитовая, связанная с проявлением среднезернистых гранитов рапакиви второй фазы;
- 2) касситерито-полевошпатовая, связанная с проявлением даек и жил аплитовидных гранитов рапакиви третьей фазы;
- 3) кварцево-сульфидная стадия, отделенная от предыдущей тектоническими нарушениями и имеющая наиболее широкое развитие;
- 4) послерудная, также отделенная от предыдущей стадии тектоническими нарушениями.

НЕКОТОРЫЕ СООБРАЖЕНИЯ О РАЗВИТИИ ПРОЦЕССОВ СКАРНО- И РУДООБРАЗОВАНИЯ

В настоящее время исследования скарнов и скарновых месторождений проводятся очень широко. Направление и уровень этих исследований определяются главным образом физико-химической контактово-реакционной теорией процесса скарнообразования и гипотезой кислотно-основной гидротермальной эволюции (Коржинский, 1953, 1957, 1962 и др.). Эти представления приняты также многими другими исследователями (Жариков, 1968 и др., Шабынин, 1966 и др.), которые продолжают и совершенствуют их. В соответствии с общим ходом кислотно-основной эволюции растворов образование скарнов и оруденения происходит в магматический и постмагматический этапы (стадии по В. А. Жарикову, 1968). В магматический этап образуются магнезиальные скарны. Среди постмагматического этапа выделяются ранняя щелочная и кислотная стадии. В первую из них образуются магнезиальные и известковые (абиссальная фация глубинности) скарны и сопутствующее оруденение; во вторую (кислотную) — наложенное оруденение, связанное с процессами кварцево-полевошпатового метасоматоза, грейзенизации, пропилизитизации и др.

В задачу наших исследований не входило получение детальных геохимических и физико-химических характеристик скарнового и скарново-рудного процессов. Тем не менее изучение скарнов оловорудных месторождений района позволяет высказать некоторые соображения по рассматриваемому вопросу, применительно к геологическим условиям Северного Приладожья.

Эти положения частично нашли свое отражение на прилагаемой схеме строения главной скарновой залежи месторождения Кительского, совмещенной с диаграммой поведения виртуальных и других элементов в этих процессах (рис. 18, см. вклейку).

На диаграмме, составленной на основе прилагаемой табл. 27, горизонтальная ось представляет собой схему строения скарновой залежи, вертикальная — отражает содержание компонента в пробе.

Поведение подвижных и других компонентов в процессе известкового скарнообразования выявляется из сравнения состава исходных магнезиальных скарнов (среднее из четырех анализов) с известковыми гранатопироксеновыми скарнами (пробы № 1470 и 1480), а поведение их и рудных элементов в процессе рудообразования выясняется при сравнении оруденелых скарнов с исходными разностями их. Рассмотрение приведенной диаграммы приводит к следующим выводам.

1. В процессе преобразования магнезиальных скарнов и замещения их известковыми скарнами имело место:

ные комплексы их в настоящее время изучаются на Уксинском, Хопунварском и других рудных полях.

Таблица 27

Расчет количества компонентов в единице объема породы

Компоненты	Гранит рапакиви						Скарны									
	среднезернистый (4033)		мелкозернистый (4031)		среднезернистый (1495)		пироксено-плагиоклазовый (1460)		пироксено-амфиболовый (1467)		амфиболо-пироксеновый (1468)		полевошпатовый метасоматит по амфиболо-пироксеновому скарну (1469)		гранато-пироксеновый (1470)	
	вес. %	к-во в 100 см ³	вес. %	к-во в 100 см ³	вес. %	к-во в 100 см ³	вес. %	к-во в 100 см ³	вес. %	к-во в 100 см ³	вес. %	к-во в 100 см ³	вес. %	к-во в 100 см ³	вес. %	к-во в 100 см ³
SiO ₂	73.08	205.35	74.80	192.24	74.96	206.14	50.84	146.42	45.75	145.49	51.56	156.74	51.42	135.75	45.45	145.44
TiO ₂	0.15	0.42	0.08	0.21	0.03	0.082	0.45	1.30	0.05	0.16	0.08	0.24	0.53	1.40	0.14	0.45
Al ₂ O ₃	12.52	35.18	12.51	32.15	12.71	35.06	14.10	40.61	2.87	9.13	2.21	6.72	12.97	34.24	3.42	10.94
Fe ₂ O ₃	0.47	1.32	0.32	0.82	0.64	1.76	0.72	2.07	7.04	22.39	1.52	4.62	1.33	3.51	3.74	11.97
FeO	1.93	5.42	1.19	3.06	0.70	1.92	4.05	11.66	11.91	37.87	7.84	23.83	4.90	12.94	7.86	25.15
P ₂ O ₅	0.03	0.084	0.01	0.026	0.01	0.027	0.20	0.58	0.02	0.064	0.05	0.15	0.47	1.24	0.47	1.50
MnO	0.03	0.084	0.02	0.051	0.04	0.11	0.24	0.69	0.41	1.30	0.41	1.25	0.26	0.69	0.55	1.76
CaO	1.20	3.37	0.86	2.21	0.81	2.23	10.26	29.55	14.99	47.67	18.50	56.24	12.60	33.26	23.40	74.88
MgO	0.42	1.18	0.44	1.13	0.49	1.35	8.54	24.60	13.06	41.53	14.53	44.07	3.82	10.08	9.02	28.86
K ₂ O	6.20	17.42	5.20	13.36	4.50	12.37	3.70	10.66	0.60	1.91	0.35	1.06	2.20	5.81	0.70	2.24
Na ₂ O	3.10	8.71	4.10	10.54	4.20	11.55	0.45	1.30	0.25	0.80	0.18	0.55	4.70	12.41	0.54	1.73
F	0.34	0.96	0.26	0.67	0.095	0.26	0.35	1.01	0.78	2.48	0.52	1.58	0.11	0.29	0.086	0.28
Sn	0.0011	0.003	0.0010	0.0026	0.0009	0.0025	0.01	0.029	0.1	0.3	0.01	0.03	0.03	0.079	0.03	0.096
CO ₂	0.18	0.51	0.17	0.44	0.14	0.39	2.30	6.62	0.74	2.35	0.66	2.01	3.21	8.47	3.18	10.18
B ₂ O ₃	0.047	0.13	0.0037	0.0095	0.0045	0.012	0.020	0.058	0.062	0.20	0.0058	0.018	0.0073	0.019	0.006	0.019
Zn	0.008	0.022	0.06	0.015	0.008	0.22	1.0	2.88	0.003	0.0095	0.001	0.003	0.001	0.0026	0.002	0.007
П. п. п.	0.28	—	0.04	—	0.26	—	1.67	—	1.30	—	1.75	—	1.41	—	1.46	—
Сумма	99.98	280.94	100.06	257.15	99.60	274.89	98.90	287.83	99.93	317.78	99.88	303.64	99.97	263.92	100.05	320.16
Объемный вес	—	2.81	—	2.57	—	2.75	—	2.88	—	3.18	—	3.04	—	2.64	—	3.20

Таблица 27 (продолжение)

Компоненты	Скарны										Мелкозернистый гранит рапакиви (№ 1479)		Скарны			
	амфиболо- пироксеновый (1471, 1472)		амфиболо- пироксеновый (1473, 1474)		амфиболо- пироксеновый (1475, 1476)		амфиболо- пироксеновый (1477)		пироксено- амфиболовый (1478)				гранато-пиро- ксеновый		пироксено- амфиболовый	
	вес. %	к-во в 100 см ³	вес. %	к-во в 100 см ³	вес. %	к-во в 100 см ³	вес. %	к-во в 100 см ³	вес. %	к-во в 100 см ³	вес. %	к-во в 100 см ³	вес. %	к-во в 100 см ³	вес. %	к-во в 100 см ³
SiO ₂	48.66	150.85	50.40	152.71	48.26	150.09	49.20	147.60	47.54	142.62	75.54	197.91	53.97	161.91	41.81	130.45
TiO ₂	0.07	0.22	0.07	0.21	0.13	0.40	0.11	0.33	0.28	0.84	0.04	0.10	0.13	0.39	0.15	0.47
Al ₂ O ₃	1.68	5.21	1.04	3.15	2.08	6.47	3.11	9.33	5.09	15.27	12.07	31.62	3.34	10.02	2.60	8.11
Fe ₂ O ₃	3.44	10.66	2.18	6.61	2.61	8.12	3.01	9.03	1.84	5.52	0.86	2.25	5.24	15.72	9.87	30.79
FeO	7.83	24.27	8.08	24.48	7.20	22.39	6.06	18.18	6.51	19.53	1.20	3.14	4.50	13.50	6.24	19.47
P ₂ O ₅	0.13	0.40	0.08	0.24	0.11	0.34	0.06	0.18	0.08	0.24	0.02	0.052	0.06	0.18	0.15	0.47
MnO	0.55	1.71	0.52	1.58	0.52	1.62	0.57	1.71	0.46	1.38	0.08	0.21	0.43	1.29	0.36	1.12
CaO	20.44	63.36	19.60	59.39	21.81	67.83	21.64	64.92	17.44	52.32	1.38	3.62	20.84	62.52	22.08	68.89
MgO	11.95	37.04	12.95	39.24	10.96	34.09	10.46	31.38	14.10	42.30	0.72	1.89	8.26	24.78	11.89	37.10
K ₂ O	0.20	0.62	0.20	0.61	0.35	1.09	0.35	1.05	1.00	3.00	3.90	10.22	0.60	1.80	0.25	0.78
Na ₂ O	0.18	0.56	0.19	0.58	0.26	0.81	0.25	0.75	0.30	0.90	3.60	9.43	0.29	0.87	0.20	0.62
F	0.090	0.28	0.081	0.24	0.052	0.16	0.058	0.17	0.15	0.45	0.12	0.31	0.17	0.51	0.16	0.50
Sn	0.03	0.093	0.02	0.061	0.03	0.093	0.03	0.09	0.03	0.09	0.003	0.008	0.1	0.3	0.08	0.25
CO ₂	2.87	8.90	2.84	8.61	3.56	11.07	3.68	11.04	3.10	9.30	0.26	0.68	1.42	4.26	3.10	9.67
B ₂ O ₃	0.0059	0.018	0.0063	0.019	0.0049	0.015	0.0041	0.012	0.0058	0.017	0.0036	0.0094	0.0041	0.012	0.0052	0.016
Zn	0.0065	0.02	0.004	0.012	0.0065	0.02	0.003	0.009	0.01	0.03	0.003	0.009	0.003	0.009	0.01	0.03
П. п. п.	1.81	—	1.65	—	1.87	—	1.25	—	2.29	—	—	—	0.57	—	0.92	—
Сумма	99.94	309.81	99.91	302.73	99.81	310.41	99.85	299.53	100.23	300.69	99.91	261.76	99.93	299.79	99.88	311.94
Объемный вес	—	3.10	—	3.03	—	3.11	—	3.0	—	3.0	—	2.62	—	3.0	—	3.12

SiO_2 в начальный период была инертна; в последующем, при замещении скарновых минералов (граната, шпинели, пироксена) магнетитом, становилась подвижной;

CaO интенсивно привносилась; это в какой-то мере подтверждается замещением диопсида везувианом и гранатом;

MgO выносилась, что сопровождалось замещением диопсида и шпинели везувианом, гранатом и магнетитом;

Fe привносилось в течение всего процесса известкового скарнообразования и на заключительных этапах его сопровождалось образованием магнетитового оруденения;

Al_2O_3 видимо, привносился, что в какой-то мере подтверждается образованием везувиана.

2. При последующих процессах кварцево-полевошпатового метасоматоза и пропилитизации, с которыми связано наложенное на известковые скарны оловянное и полиметаллическое оруденение:

SiO_2 в начале оставалась инертной, но затем постепенно увеличивала свою подвижность. Это сопровождалось замещением рудных и скарновых минералов вплоть до образования почти мономинеральных кварцевых метасоматитов;

Al_2O_3 , K_2O , Na_2O привносились в процессе кварцево-полевошпатового метасоматоза. Это привело к образованию анортклаза, замещающего пироксен, и топаза; в частности, привнос Al_2O_3 фиксируется увеличениемgrossуляровой составляющей в андрадите и мусковитизацией анортклаза;

CaO , MgO , Fe в результате реакций обменного разложения скарновых минералов, которые были вызваны указанными процессами, поступали в раствор и частично выносились;

Sn привносилось главным образом в процессе кварцево-полевошпатового метасоматоза, в меньшем количестве — в процессе пропилитизации;

F привносился при кварцево-полевошпатовом метасоматозе, что фиксируется образованием топаза и флюорита; в процессе пропилитизации привнос его был незначительным;

В проявлял себя аналогично фтору, отличаясь лишь более низкими концентрациями;

Fe , Cu , Zn , Pb в виде сульфидов начали отлагаться на заключительном этапе кварцево-полевошпатового метасоматоза при явном недостатке серы (сфалерит с пирротинном и халькопиритом образуют структуру распада твердых растворов). Затем в условиях процесса пропилитизации отложение их достигло максимума и шло путем метасоматического замещения скарновых минералов и выполнения небольших полостей, которые возникали в результате меж- и внутрискладовых тектонических нарушений.

Таким образом, реконструированный в общем плане процесс известкового скарно- и последующего рудообразования представляется в следующем виде.

Постмагматические гидротермальные растворы, связанные с интрузией среднезернистых гранитов рапакиви, проникали в сложно построенную толщу карбонатных и сланцевых пород питкьянтской свиты и вызывали образование известковых скарнов. Пути и интенсивность фильтрации растворов были предопределены структурно-тектоническими особенностями строения этой свиты. Наиболее благоприятной в этом отношении оказалась вторая подсвита. Здесь были образованы главным образом залежи контактово-инфильтрационных и реже биметасоматических скарнов с сопутствующим магнетитовым оруденением. Повышение кислотности растворов при этих процессах скарно- и рудообразования фиксируется четко выраженными реакциями замещения катионов сильных

оснований (Ca, Mg) катионами более слабых оснований (Fe^{+2} , Fe^{+3}). Температурный интервал, характеризующий образование известковых скарнов и сопутствующего магнетитового оруденения (скарновомагнетитовая стадия), по данным декрептометрии, определяется в $580-440^\circ \text{C}$. Наложенное оруденение, связанное с процессами кварцево-полевошпатового метасоматоза (касситерито-калишпатовая стадия) и пропилитизации (кварцево-сульфидная стадия), по-видимому, было обусловлено новой порцией гидротермальных растворов, отщепление которых произошло после третьей фазы гранитов рапакиви. Свидетельством в пользу этого предположения служат:

нарушение кислотности—основности гидротермальных растворов в связи с некоторым повышением их щелочности. Это фиксируется реакциями замещения катионов слабых оснований (Fe^{+2} , Fe^{+3}) катионами более сильных оснований (Ca) и щелочей (K, Na), что приводит к снижению железистости гранатов и образованию щелочных метасоматитов;

закономерное увеличение содержания олова и фтора в гранитах рапакиви от первой фазы к третьей;

образование топаза в альбитизированных гранитах третьей фазы и скарнах в связи с кварцево-полевошпатовым метасоматозом;

повышение концентрации олова в скарнах, вмещающих жилы гранитов третьей фазы;

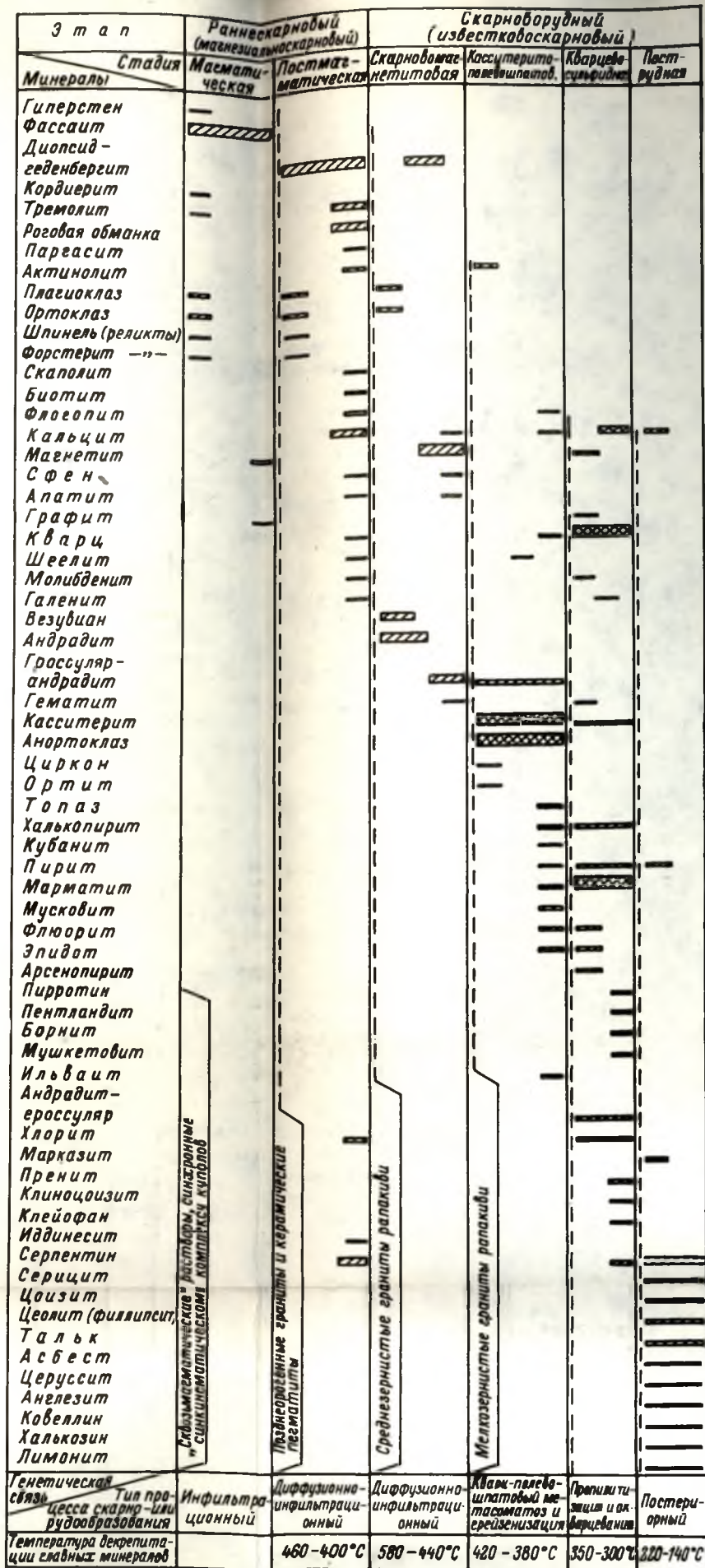
наличие касситерита в альбититах, образованных по гранитам третьей фазы.

Под воздействием гидротермального раствора, несущего, помимо летучих (CO_2 , H_2S , HF, HCl), кремнекислоту, глинозем, щелочи натрия и калия, а также олово и некоторые другие тяжелые металлы, происходило метасоматическое замещение ранее образованных скарнов.¹ Освобождающиеся в результате реакций обменного разложения катионы кальция, магния и железа, а также анионы фтора и гидроксил, так как перенос олова предполагается в виде комплексного аниона $[\text{SnF}_x(\text{OH})_{6-x}]^{2-}$ (Барсуков и Курильчикова, 1966), поступали в раствор и повышали в нем свои концентрации. Это, при возрастающей концентрации глинозема в растворе (замещение калишпата мусковитом), приводило на заключительных этапах касситерито-полевошпатовой стадии к образованию, помимо кристаллического касситерита, таких минералов, как топаз, флюорит, мусковит, эпидот, сульфиды железа, меди, цинка.

Высокая концентрация дисперсной фазы и образование колломорфного касситерита в касситерито-полевошпатовом метасоматите также были обусловлены реакциями обменного разложения пироксена щелочным гидротермальным раствором. Необходимый для этого высокий кислородный потенциал возникал, по-видимому, благодаря тектонической неустойчивости рудной зоны. Концентрационно-зональное строение колломорфных образований свидетельствует о пульсационно меняющихся концентрациях металлов и их аддендов в гидротермальном растворе вследствие отмеченных реакций обменного разложения и наличия электрокинетического потенциала у мицелл коллоидного касситерита и калишпата. Связь между гранулами касситерита и калишпата, по-видимому, осуществлялась противоионом K^+ (или Na^+), как в известном золе $[\text{mSnO}_2 + \text{H}_2\text{SnO}_3 + \text{HSnO}_3]^- \text{K}^+(\text{Na}^+)$ (Чухров, 1955), и аддендом $[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ калишпата (Хазов, 1968).

Процесс пропилитизации, следующий за процессом кварцевополевошпатового метасоматоза, фиксируется широким развитием сфалерита,

¹ С этими растворами, видимо, связан также процесс альбитизации и грейзенизации гранитов рапакиви третьей фазы.



1 2 3 4 5 6

Рис. 17. Парагенетическая диаграмма.

1 — отложение минералов путем метасоматического замещения; 2 — то же путем метасоматоза и выполнения трещин; 3-6 — распространенность минералов и их генераций; 3 — широкая, пунктиром показано время межстадиальных тектонических нарушений; 4 — умеренная, 5 — узкая, 6 — очень узкая.

в меньшей степени халькопирита, касситерита, пирита, галенита, арсенопирита и характерными для этого процесса нерудными минералами: хлорита, эпидота, кальцита, серицита, пренита, цеолита и др. (кварцево-сульфидная стадия). Эти процессы, так же как и процесс известкового скарнообразования, проходят на фоне общего понижения температуры гидротермальных растворов. Температурный диапазон образования минералов (по данным термометрии) касситерито-полевошпатовой стадии определяется в $420-380^{\circ}\text{C}$, кварцево-сульфидной — в $350-300^{\circ}\text{C}$ и послерудной стадии — в $220-140^{\circ}\text{C}$.

ОБ ИСТОЧНИКАХ ОЛОВА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Как известно, отдельные исследователи (Никольский, 1941; Барсуков, 1957 и др.), не отрицая металлогеническую специализацию гранитоидных интрузий, большую роль отводят глубинной гибридационной ассимиляции вмещающих пород верхнего структурного яруса на пути продвижения расплава и на месте становления гранитоидных интрузий, а также палингенному преобразованию обогащенных оловом осадочно-метаморфических пород на месте зарождения магматического очага. Другие (Судовиков, 1965 и др.; Предовский, 1967 и др.) при рассмотрении рудообразования в условиях регионального метаморфизма и ультраметаморфизма приходят к выводу, что определяющая роль в мобилизации, переносе и отложении рудного вещества принадлежит ультраметаморфизму и не зависит от гранитных интрузий.

Оловорудные месторождения Северного Приладожья расположены в районе с широко проявленным ультраметаморфизмом (мигматизация и гранитизация) и имеют докембрийский возраст. Вследствие низкого содержания олова в древних образованиях района (в среднем 2 г/т) ассимиляционная оловянная специализация гранитов рапакиви, по-видимому, не имела места. Не происходило заметного накопления олова и в палингенных гранитоидах (синкинематических и позднеорогенных, табл. 28). Видимо, неприложима в силу той же причины низкого содержания олова в породах района также и концепция о мобилизации, переносе и концентрации рудного вещества в процессе регионального метаморфизма. Кроме того, обращает на себя внимание тот факт, что во вмещающих породах на контакте с оловоносными гранитами рапакиви отмечается повышенное содержание олова: в гнейсо-гранитах до 5 г/т и роговиках до 10 г/т. По мере удаления от массива содержание олова в них постепенно снижается и на расстоянии первых сотен метров становится кларковым. Наиболее высокие концентрации олова (и даже окатанный касситерит) характерны для пород салминской свиты, возникшей преимущественно за счет разрушения оловоносных гранитов рапакиви.

Таким образом, представляется возможным утверждать, что олово в интрузии гранитов рапакиви Северного Приладожья, а следовательно, и в постмагматических растворах, имеет «магматическое» происхождение.

Глубина формирования оловорудных скарновых месторождений в Северном Приладожье, исходя из расположения их в экзоконтактной зоне «материнского» интрузива, может сопоставляться с глубиной становления апикальных выступов последнего.

Таблица 28

Содержание олова и других рудных элементов в породах, вмещающих рудоносные граниты, г/т

Свиты, их возраст	Порода	Число ана- лиз	Sn	Be	Zr	Y	Yb	Cu	Zn	Pb	Ge	Sc	Nb
Ar (Pt ₁ ?)	Олигоклазовые гнейсо-граниты	8	$\frac{3-7}{6}$	$\frac{0-3}{1.9}$	$\frac{30-100}{40}$	—	—	$\frac{3-30}{20}$	$\frac{3-100}{40}$	$\frac{3-100}{18}$	2	3	—
Питкярантская свита (Pt ₁ или Pt ₂)	Кварциты (мономинеральные, полевошпатовые и др.) . .	13	$\frac{1-4}{2}$	—	$\frac{30-100}{45}$	—	—	$\frac{10-30}{19}$	$\frac{3-30}{15}$	$\frac{3-100}{40}$	—	—	—
	Сланцы (полевошпато-кварцево-биотитовые, кварцево-биотитовые и др.)	22	$\frac{1-4}{2.2}$	—	$\frac{30-100}{50}$	—	—	$\frac{10-100}{21}$	$\frac{1-30}{12}$	$\frac{3-100}{50}$	—	—	—
	Полевошпатовые амфиболиты	27	$\frac{0-3}{2}$	—	$\frac{3-30}{10}$	—	—	$\frac{10-300}{60}$	$\frac{10-100}{50}$	$\frac{13-30}{20}$	—	—	—
	Мраморы и кальцифиры второй подсвиты	43	$\frac{1-3}{2}$	—	$\frac{3-30}{12}$	—	—	$\frac{3-100}{25}$	$\frac{1-100}{35}$	$\frac{3-100}{29}$	—	—	—
	Магнезиальные (пироксеновые) скарны	44	$\frac{2-10}{4.2}$	—	$\frac{3-30}{18}$	—	—	$\frac{3-100}{20}$	$\frac{3-100}{58}$	$\frac{3-100}{52}$	—	—	—
	Графитистые сланцы с сульфидами	22	$\frac{1-3}{1.5}$	—	$\frac{10-100}{24}$	—	—	$\frac{30-600}{200}$	$\frac{10-100}{18}$	$\frac{10-100}{65}$	—	—	—
	Амфиболовые сланцы	36	$\frac{0-6}{2.2}$	—	$\frac{3-30}{10}$	—	—	$\frac{3-100}{27}$	$\frac{1-30}{10}$	$\frac{1-30}{27}$	—	—	—
	Мраморы и кальцифиры верхней подсвиты	55	$\frac{0-3}{1}$	—	$\frac{0-10}{4}$	—	—	$\frac{3-30}{12}$	$\frac{0-30}{3.2}$	$\frac{1-100}{50}$	—	—	—
Ладожская серия (Pt ₁ или Pt ₂)	Кварцево-сланцевые сланцы с гранатом, ставролитом, силлиманитом	45	$\frac{1-3}{2}$	—	$\frac{30-100}{40}$	—	—	$\frac{10-100}{30}$	$\frac{1-100}{15}$	$\frac{3-100}{20}$	—	—	—
	Крупноритмичнослоистые кварцево-биотитовые сланцы	27	$\frac{1-3}{2}$	—	$\frac{10-30}{20}$	—	—	$\frac{3-100}{15}$	$\frac{10-100}{40}$	$\frac{1-100}{30}$	—	—	—

Таблица 28 (продолжение)

Свиты, их возраст	Порода	Число ана- лиз	Sn	Be	Zr	Y	Yb	Cu	Zn	Pb	Ge	Sc	Nb
Ладожская серия (Pt ₁ или Pt ₂)	Тонкоритмичнослоистые кварцево-биотитовые слан- цы с порфиробластами ставролита, андалузита, кордиерита	60	$\frac{1-3}{2}$	—	$\frac{10-30}{20}$	—	—	$\frac{1-100}{10}$	$\frac{3-100}{45}$	$\frac{3-100}{40}$	—	—	—
Раннеороген- ные (Pt ₁ или Pt ₂)	Основные метапороды	19	$\frac{0-3}{1}$	—	$\frac{0-30}{10}$	—	—	$\frac{10-100}{60}$	$\frac{10-100}{40}$	$\frac{1-30}{10}$	—	—	—
Синкинемати- ческие (Pt ₁ или Pt ₂)	Плагио-микроклиновые гра- ниты и гнейсо-граниты . .	48	$\frac{3-6}{4}$	$\frac{0-2}{1}$	$\frac{10-100}{25}$	—	—	$\frac{3-100}{30}$	$\frac{3-100}{37}$	$\frac{3-100}{37}$	2	2.5	—
Позднеороген- ные (Pt ₁ или Pt ₂)	Микроклин-плагиоклазовые и плагио-микроклиновые граниты	25	$\frac{3-5}{4}$	$\frac{0-3}{2.5}$	$\frac{3-100}{24}$	—	—	$\frac{3-100}{24}$	$\frac{10-100}{50}$	$\frac{3-100}{50}$	2	5.5	—
	Плагио-микроклиновые пе- гматиты (керамические) . .	54	$\frac{3-6}{4}$	$\frac{1-10}{3.5}$	$\frac{3-30}{9}$	$\frac{0.3}{1}$	—	$\frac{3-100}{15}$	$\frac{3-100}{30}$	$\frac{3-100}{24}$	2	3	—
Анорогенные (Pt ₂)	Граниты рапакиви: I фазы	21	$\frac{4-8}{6}$	$\frac{1-10}{4}$	$\frac{1-100}{40}$	$\frac{10-300}{70}$	$\frac{3-30}{10}$	$\frac{3-30}{20}$	$\frac{0-100}{30}$	$\frac{3-100}{80}$	2	2.5	—
	II фазы	23	$\frac{4-65}{13}$	$\frac{1-10}{6}$	$\frac{3-100}{55}$	$\frac{10-1000}{90}$	$\frac{0-30}{15}$	$\frac{3-100}{24}$	$\frac{0-300}{85}$	$\frac{3-100}{21}$	2	2.5	$\frac{0-100}{70}$
	III фазы	26	$\frac{6-61}{18}$	$\frac{1-30}{12}$	$\frac{3-300}{70}$	$\frac{10-300}{90}$	$\frac{0-30}{20}$	$\frac{0-100}{28}$	$\frac{0-300}{85}$	$\frac{3-100}{36}$	2	2.5	$\frac{0-200}{150}$
Салминская свита (Pt ₃)	Песчаники и гравелиты . . .	28	$\frac{3-30}{17}$	$\frac{0-3}{1}$	$\frac{10-100}{60}$	$\frac{10-30}{25}$	$\frac{0-3}{1}$	$\frac{1-30}{5}$	$\frac{0-10}{5}$	$\frac{0-10}{3}$	—	—	—
	Диабазовые и андезит- базальтовые порфириты . .	21	$\frac{3-7}{6}$	$\frac{0-3}{1}$	$\frac{10-30}{15}$	—	—	$\frac{1-30}{10}$	—	$\frac{0-10}{3}$	—	—	—

Примечание. Над чертой — пределы колебания, под чертой — среднее содержание.

ЧЕРТЫ СХОДСТВА И ОТЛИЧИЯ ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ С НЕКОТОРЫМИ ОДНОТИПНЫМИ ПРОЯВЛЕНИЯМИ ДРУГИХ РАЙОНОВ

Выявленное оловянное оруденение Северного Приладожья размещено в краевой части древнего щита. По минеральному составу оно относится к типу оловоносных скарнов и генетически связано со среднепротерозойской постороженной интрузией гранитов рапакиви. Эти особенности являются определяющими при сравнении оловянного оруденения Северного Приладожья с однотипными проявлениями других районов.

При проведении аналогии рассматриваемого оловоносного района нашей страны с рудными оловоносными провинциями мира, например Центральной Европы, западной и частично центральной областью Австралийского щита, с зонами сочленения выступов архейского основания и верхнепротерозойских складчатых структур в пределах Бразильского и Канадского щитов, а также с районами Юго-Западной (Конго со столицей Киншаса, Руанда и др.), Центральной (Нигерия, Нигер и др.), Южной (ЮАР и др.) и Северной (Судан, Марокко, Алжир и др.) Африки обращает на себя внимание очень широкое распространение в этих провинциях проявлений олова пегматитового, реже кварцевого и грейзенового типов, связанных с древними допалеозойскими и нижнепалеозойскими эпохами оруденения, тогда как оловянное оруденение скарнового типа пользуется незначительным распространением.

М. П. Материки (1961, 1964), рассматривая оловорудные месторождения в карбонатных породах, отмечает, что при различном возрасте этих месторождений, их различных геологических позициях и рассредоточенности по всем частям земного шара, они обладают рядом общих черт. Для месторождений этого типа характерна тесная генетическая связь с кислыми заключительными фазами сложных интрузивных комплексов, характеризующихся высоким содержанием щелочей, летучих и рудных компонентов. Обычным для них является близкое соседство с месторождениями железа, вольфрама, редких металлов и полиметаллов, составляющих, как правило, единый генетический ряд. Основная масса оловянных руд, залегающая в известняках, доломитах и скарнах, часто избирательно локализуется в тех или иных горизонтах. Оруденению обычно предшествует мраморизация известняков в результате проявления контактового метаморфизма. Ранние гидротермальные процессы сопровождаются скарнированием, нередко доломитизацией. В околорудно измененных карбонатных породах наблюдается флогопитизация, тремолитизация, скаполитизация, карбонатизация и оталькование. Наряду с ними в некоторых разностях пород отмечается хлоритизация, серицитизация и др. Для руд и измененных пород характерна фторовая (флюорит, топаз, хондродит, флогопит) и борная (турмалин, аксинит, людвигит) минерализация. Отмеченные особенности оловорудных месторождений скарнового типа характерны также для месторождений и рудопроявлений Северного Приладожья.

Средняя Азия. Из всего многообразия оловорудных месторождений в СССР наиболее сопоставимыми с месторождениями Северного Приладожья являются среднеазиатские скарновые месторождения Караваш, Майхура, Такфон и др. Чертами сходства в них являются:

1. Геологическое строение рассматриваемых районов (месторождений), в котором принимают участие складчатые сложно построенные толщи, состоящие из перемежающихся известняков, доломитов, сланцев, песчаников и др.

2. Генетическая связь оловянного оруденения с кислыми фазами посторогенных сложных интрузивных комплексов с четко выраженной геохимической специализацией.

3. Избирательная локализация оловянного оруденения в залежах известковых биметасоматических (Караваши, Кулисмайюки, Китильское и др.) и контактово-инфильтрационных скарнов (Такфон, Питкьяранта, Китильское и др.).

4. Комплексность оловоскарнового оруденения (железное, вольфрамовое, редкометальное и полиметаллическое).

5. Широкое развитие в некоторых оловорудных месторождениях флюорита (Миранкуль, Караваши, Укса, Хопунвара).

6. Сложность трещинной тектоники месторождений и многостадийный процесс рудообразования.

7. Процесс скарно- и рудообразования иногда прерывался внедрением даек аплитовидных гранитов (Майхура, Китильское).

8. Интенсивные поствагматические изменения (альбитизация, грейзенизация, флюоритизация и др.) рудоносных интрузий.

Отличительные черты в них:

1. В геологическом строении Северного Приладожья участвуют исключительно докембрийские образования, а в сопоставляемом районе они распространены незначительно. Докембрийские интрузии Средней Азии не сопровождаются сколько-нибудь существенным оловянным оруденением.

2. Рудоносные интрузии различного возраста. Оловоносными в Северном Приладожье являются посторогенные среднепротерозойские граниты. В Средней Азии проявления оловянного оруденения известны в связи с каледонскими, но главным образом герцинскими интрузиями. Их пространственное совмещение в ряде мест затрудняет определение возраста некоторых оловорудных проявлений (Караваши).

3. Скарновые залежи и оловорудные тела в них имеют в Северном Приладожье, как правило, крутое падение и приурочены к межпластовым трещинам. В Средней Азии они, напротив, слагают пологие залежи, обычно с подходящими к ним круто падающими рудными жилами (Майхура, Такфон).

4. Комплексное оловянно-вольфрамовое (шеелитовое) оруденение в скарновых месторождениях Средней Азии представляется более распространенным (Майхура, Такфон, Миранкуль). В Северном Приладожье вольфрамовое (шеелитовое) оруденение обычно пространственно несколько отделено от оловянного и локализовано в магнезиальных (диопсидовых) скарнах.

5. В оловорудных месторождениях Северного Приладожья, несмотря на широкое развитие в них сульфидной минерализации, отсутствуют сульфосоли и сернистые соединения олова и имеется необычная для скарновых месторождений парагенетическая ассоциация колломорфных касситерита и калишпата.

6. В Северном Приладожье имеются проявления оловянно-редкометального оруденения в известковых скарнах.

7. В Средней Азии, кроме скарновых, известны месторождения всех оловорудных формаций, которые в Северном Приладожье пока не выявлены.

8. Для Северного Приладожья характерно отсутствие зон вторичного обогащения оловорудных месторождений.

Ю г о - В о с т о ч н ы й К и т а й. В Китае месторождения, относящиеся к скарново-рудному типу (Геология месторождений олова..., 1969), широко распространены. К ним относятся месторождения Кафан, Малагэ, Лаочан и Суншунцзяо, расположенные в районе Гэцзю. Район

этот расположен в синеклизе, вытянутой в северо-восточном направлении и срезанной на юго-западе глубокими разломами, ограничивающими платформу. Общая мощность платформенного чехла, включающего не выходящие на поверхность синий и нижний палеозой, а также широко развитые отложения триаса с так называемыми гэцзюйскими известняками, благоприятными для рудоотложения, измеряется многими километрами. Район имеет складчато-глыбовое строение и представлен серией горстов и грабенов.

Изверженные породы района представлены базальтами, диабазами и разнообразными гранитоидами.

Массив гранитоидов, представляющий собой сложное интрузивное тело, состоящее в основном из крупнозернистых биотитовых гранитов, обнажается западнее города Гэцзю. Он, по-видимому, полого погружается в юго-восточном направлении, вытягиваясь параллельно краю платформы и поперек синклинальной структуры. Об этом свидетельствуют небольшие по площади выходы гранитных интрузий на месторождения Кафан и Малагэ и вскрытые на глубине купола гранитов месторождений Лаочан и Суншущзяо. Интрузии, вскрытые на месторождениях, представляют вариации одних и тех же кислых биотитовых гранитов, в разной степени измененных автопневматолитическими процессами. В жильной серии этих гранитов обычно аплиты и «белые граниты», возможно являющиеся граносиенитами. Возраст гранитных интрузий устанавливается как меловой.

В тесной пространственной связи с гранитами находятся и широко распространенные скарны, различные по своему составу.

В общем плане месторождения и рудопроявления района окружают гранитоидный массив, который находится в осевой части крупной синклинальной структуры.

Рассматриваемые месторождения олова располагаются в 7—13 км от контакта главного гранитного массива, но в непосредственной близости от гранитных куполов. При этом богатые руды залегают не над верхней частью куполов, а в их крыльях, иногда и в седловине между двумя куполами. На месторождении Лаочан лучшие руды приурочены к дайкам «белых гранитов» (сиенитов). Скарны обычно тесно ассоциируются с порфировидными гранитами.

Все четыре месторождения (Малагэ, Суншущзяо и Лаочан, находящиеся на одной обширной горе, и Кафан) залегают в пределах одной антиклинали второго порядка, вытянутой в северо-восточном направлении и осложненной дополнительными складками.

На месторождении Малагэ со скарнами связано сплошное и вкрапленное касситерито-сульфидное оруденение. Кроме скарново-сульфидных руд, на глубине вскрыты маломощные тела диопсидовых скарнов с магнетитом.

На месторождении Суншущзяо сплошные сульфидные руды залегают в форме невыдержанных линз, с мраморами висячем боку, непосредственно на скарнах, в которых отмечается лишь вкрапленное оруденение. Протяженность зоны таких линз по простиранию около 1000 м, по падению — 1300 м (или 500 м по вертикали). Мощность их в среднем 6—7 м. Иногда от сульфидных линз отходят жиллообразные тела, уходящие вверх не более чем на 20 м.

По составу развитые здесь скарны относятся к известковым.

На месторождении Суншущзяо в составе гранитов участвуют калиевые полевые шпаты (46%), кварц (31%), кислый плагиоклаз (20%), биотит (1.5%). Для них характерна мелкозернистая структура и порфировидные выделения в периферической части интрузива. На Малагэ граниты

могут быть названы биотит-альбитовыми, причем наблюдается увеличение альбита к краевым частям интрузива.

Большую ценность на этих месторождениях представляют окисленные руды с содержанием олова 1—2%. Глубина от поверхности зоны окисления достигает 400—600 м.

Таким образом, основными чертами сходства оловянного оруденения скарнового типа Юго-Востока Китая и Северного Приладожья являются:

1. Определенное геолого-структурное сходство сопоставляемых районов. В строении их участвуют три структурно-литологических яруса: фундамент, сложенный в обоих случаях докембрийскими образованиями; средний ярус — складчатые, сложно построенные многокилометровые толщи, включающие карбонатные породы; и верхний, локально развитый и залегающий на денудированных породах среднего яруса.

2. Приуроченность сложных рудоносных интрузий к зонам разрывных нарушений, секущих складчатые структуры. Рудоносные граниты этих районов по сравнению с обычными характеризуются очень высоким содержанием кремнезема, повышенным — щелочей, при преобладании калия над натрием, пониженным содержанием кальция, магния и железа, а также повышенным по сравнению с кларковым содержанием олова. В них широко проявлен автометасоматоз (альбитизация, грейзенизация и др.).

3. Локализация оруденения в определенных горизонтах карбонатных пород (гэцзюйские известняки, вторая подсвита питкьянтской свиты), приуроченных к крыльям брахиантиклинальных структур, располагающихся в экзоконтактовых зонах рудоносных интрузий и в провесах кровли.

4. Сходство минерального состава рудоносных скарнов, комплексность оруденения (Sn, Cu, Pb, W, Bi, Fe) и многостадийность процесса рудообразования.

5. Ассоциация скарнов с основными фазами формирования гранитов, а оловянного оруденения с дайками «белых гранитов», состоящих из полевых шпатов, лишенных местами кварца, и обильного флюорита (Лаочан), или с апогранитами, имеющими иногда белый цвет, и полевошпатовыми метасоматитами (в том числе бескварцевыми альбититами), содержащими также много флюорита (Кительское, Укса и др.).

Различия их заключаются:

- 1) в возрасте пород, вмещающих оруденение (нижний—средний протерозой для Приладожья и триас для Китая), и рудоносных интрузий (средний протерозой для Приладожья и мел для Китая).

- 2) в большей дислоцированности и наличии регионального метаморфизма в породах Северного Приладожья.

- 3) в значительно меньшей мощности карбонатных пород в Северном Приладожье.

- 4) в отсутствии зоны окисленных руд на месторождениях Северного Приладожья.

Центральная Европа. По данным С. Ф. Лугова (1969), в Центральной Европе оловорудные скарновые месторождения и рудопроявления известны в северных районах Чехословакии: Златы Копец, Плавно, Божидар, Железна Корона и т. д., а также на территории Польши, вблизи границы с СССР (Копалина и др.).

По масштабам оруденения они обычно мелкие, реже средние, и только отдельные (Златы Копец), видимо, содержат значительные скопления комплексных оловянно-полиметаллических и магнетитовых руд. По тем же данным (Лугов, 1969), месторождение Златы Копец сложено филлитами нижнего палеозоя, с телами амфиболитов, залежами скарнов и поздневарисскими рудогорскими гранитами, которые залегают на глубине

порядка 500 м. Форма рудной залежи определяется преимущественно морфологией слабо наклоненной пачки скарнированных пород, включающей оруденелые скарновые тела, а также прослой оруденелых филлитов в скарнах. Мощность оруденелых скарнов колеблется от 0,7 до 2,6 м, в среднем 1 м, со средним содержанием олова 0,6—0,8%. Оловянная минерализация представлена касситеритом, реже встречается станнин и деревянистое олово. Одновременно в руде содержатся: цинк до 1%, медь до 0,5%, железо до 15%. Месторождение по разведанным и перспективным запасам представляет определенный интерес.

Оловянная минерализация, ассоциирующая здесь обычно с кварцем, выполняющим мельчайшие трещины в скарнах, имеет отчетливо наложенный (на скарны) характер. Магнетит и сульфиды слагают различных размеров линзы, часто мономинерального состава. Рудообразование, по видимому, происходило в несколько последовательных стадий. Среди рудных минералов по количеству резко преобладает магнетит, предшествовавший образованию касситерита. Сульфиды — сфалерит, арсенопирит, халькопирит, пирротин, а также флюорит и карбонаты, образовывались вслед за касситеритом. Для сфалерита характерно повышенное содержание кадмия и индия. Халькопирит часто выполняет мельчайшие трещины в сфалерите и магнетите. Количество станнина (сотые доли %) в руде резко уступает касситериту.

Общими чертами оловянного оруденения скарнового типа Центральной Европы (ЧССР) и Северного Приладожья являются:

1) литологическое сходство рудовмещающих пород (амфиболиты, сланцы, карбонатные породы);

2) близость минерального состава скарнов и руд, вплоть до коллоидного касситерита (деревянистое олово). Комплексность оруденения (олово, железо, цинк, медь) и многостадийность процесса рудообразования;

3) близкие по значению содержания в руде олова, железа, цинка и меди, а также, возможно, по масштабу оруденения.

Основное различие их заключается:

1) в возрасте рудовмещающих пород и рудоносных интрузий;

2) в структуре рудных полей (оловорудные тела месторождений Центральной Европы обычно представляют собой полого лежащие скарновые залежи, располагающиеся над выступами рудногорских гранитов, глубина кровли которых в отдельных случаях достигает сотен метров. Для месторождений Северного Приладожья напротив характерны крутопадающие залежи «рудных» скарнов, расположенные, как правило, на незначительной глубине над кровлей рудоносного интрузива);

3) в отсутствии станнина в месторождениях Северного Приладожья.

ПЕРСПЕКТИВЫ ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ И ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ

В настоящее время в Северном Приладожье известно немногим менее двух десятков различных по размерам и концентрациям проявлений оловянного оруденения. Некоторые из них довольно значительны и могут быть отнесены к разряду месторождений. Однако перспективы оловоносности этого района не могут определяться только известными скарнорудными проявлениями.

Генетическая связь оловянного оруденения с последней фазой гранитов рапакиви, широкое развитие процессов альбитизации и грейзенизации позволяют утверждать, что здесь вполне закономерно и правомерно выявление в последующем и других генетических типов оловянного и

оловянно-вольфрамового оруденения: кварцевого, грейзенового, пегматитового, альбитизированных гранитов и др., в ассоциации с редкометальной минерализацией. Подобные генетические типы, как известно, широко развиты в ряде оловоносных провинций мира (Бразилия, Австралия, Африка и др.) в связи с проявлением древних эпох оловянно-вольфрамо-редкометального оруденения. При этом, оценивая перспективы оловянного оруденения в Северном Приладожье, необходимо учитывать его благоприятное структурное положение во внешней зоне древнего щита, подвергавшейся в последующем тектоно-магматической активизации.

По аналогии с другими подобного строения рудоносными древними геологическими структурами Африканского, Австралийского, Бразильского щитов, а также с учетом выявленного здесь оловянного, вольфрамового и полиметаллического оруденения, геологически вполне обоснованы потенциальные перспективы оловянного оруденения не только для Северного Приладожья, но и для юго-восточного обрамления Балтийского щита.

Для сравнения рассматриваемого оловоносного региона нашей страны со сходными рудными провинциями зарубежных стран представляется целесообразным привести здесь некоторые общие сведения о геологии и металлоносности этих территорий.

В пределах западной, частично центральной части Австралийского щита известны многочисленные месторождения и рудопроявления олова пегматитового, реже кварцевого и грейзенового типов древних (допалеозойских и нижнепалеозойских) эпох оруденения; в частности, в провинции Дарлинг оловорудное поле Гринбушес сложено комплексом гнейсов, пегматитов, метаморфизованных силлов и лав, прорванных нижнепротерозойскими оловоносными гранитами. Рудные тела представлены оловоносными пегматитами, кварцевыми жилами и грейзенизированными породами, содержащими, кроме касситерита, вольфрамит и тантало-ниобаты, которые явились источниками образования богатых комплексных россыпей. В провинции Пильбора оловоносные и редкометальные пегматитовые, грейзеновые, альбитизированные, реже кварцевые тела залегают среди метаморфической серии пород, состоящей из переслаивающихся пачек кварцитов, сланцев и амфиболитов. Оруденение пространственно тяготеет к куполам протерозойских гранитов. В провинции Северной территории (рудное поле Маранбай и др.) оловорудные тела жильного и штокверкового типа с кварцем, хлоритом, турмалином, касситеритом, халькопиритом, висмутином, пиритом и др. залегают на крыльях крупной нижнепротерозойской структуры, прорванной разновозрастными комплексами гранитов (соответственно 1650 и 1440 млн лет).

На территории Бразильского щита многочисленные оловоносные площади расположены в зонах докембрийской складчатости, где оруденение представлено пегматитами, оловоносными гранитами, грейзенами, реже кварцевыми жилами. Вместе с касситеритом в них присутствует редкометальная минерализация, реже вольфрамит. Оруденение наиболее часто локализуется в зонах сочленения выступов архейского основания с верхнепротерозойскими складчатыми структурами. Вмещающими оруденение породами являются различного состава гнейсы, кварциты, кристаллические сланцы, прорванные в позднем докембрии крупными интрузивами гранодиоритов и гранитов. В последние годы на западе Бразилии выявлена новая оловорудная провинция Рондония, расположенная в области сочленения архейского основания с более молодой платформенной впадиной. Оловянное оруденение тяготеет здесь к гранитам позднего докембрия—нижнего палеозоя. Граниты грейзенизированы, интенсивно окварцованы, содержат повышенное количество касситерита и топаза.

Оловянное оруденение исключительно широко развито во многих районах Юго-Западной, Центральной, Южной и Северной Африки, где оно генетически связано с разновозрастными гранитоидными комплексами: нижнепротерозойским (2.0—3.0 млрд лет), среднепротерозойским (1.5 млрд лет) и, видимо, также верхнепалеозойским (0.3 млрд лет). Вмещающими их породами обычно являются древние толщи гнейсов, гранито-гнейсов, мигматитов, кристаллических сланцев, амфиболитов и мраморов. Повсеместно оловоносные магматические комплексы являются постскладчатыми образованиями и приурочены к крупным нарушениям, т. е. скорее всего они связаны с процессами тектонической активизации. Рудные магматические комплексы представляют собой, как правило, многофазные, гранитоидные образования, заключительные фазы которых представлены лейкократовыми и аляскитоподобными гранитами. При этом оловянное оруденение обычно связано с поздними дифференциатами гранитных комплексов. Наиболее широко здесь развиты комплексные месторождения пегматитовой и кварцево-касситеритовой формаций, где вместе с касситеритом практически всюду встречается редкометалльная минерализация, реже вольфрамит. В результате разрушения этих месторождений образовались уникальные комплексные россыпи, являющиеся основными объектами отработки в течение длительного периода времени.

В связи с широким проявлением в отмеченных рудных провинциях комплексных россыпей представляется необходимым кратко рассмотреть возможность наличия россыпных проявлений олова в Северном Приладожье. Пространственное расположение известных рудопроявлений и месторождений олова в прибрежной полосе Ладожского озера при достаточно глубоком их эрозионном срезе, наличие рассеянного касситерита в гранитах рапакиви и песчаниках салминской свиты, интенсивно размывавшихся в последующие геологические эпохи, по всей видимости, должны были создать благоприятные предпосылки для образования здесь прибрежных россыпей. Формирование их могло происходить как в дочетвертичное (доледниковое), так и в более позднее время. Древние россыпи, возможно, были предохранены от уничтожения в процессе деятельности ледника цепочкой островов, идущих параллельно берегу на расстоянии 1—3 км и сложенных кристаллическими породами. Не исключено, что эти россыпи перекрыты ледниковыми отложениями.

Суммируя результаты проведенных исследований, основными поисковыми критериями для оловянного оруденения скарнового типа в Северном Приладожье являются:

1. Генетическая связь оруденения с комплексом гранитов рапакиви — с гранитами его третьей фазы, которые в ряде мест интенсивно изменены процессами автометасоматоза (альбитизация, грейзенизация и др.) и обогащены топазом, флюоритом, реже касситеритом (магматический фактор).

Геохимическая специализация гранитов этого комплекса на фтор, олово и др. в Северном Приладожье в совокупности с установленной генетической связью оловянного оруденения с гранитами его последней фазы позволяют использовать этот критерий при поисках не только скарновых, но и других генетических типов оловянного оруденения.

2. Избирательная локализация оловянного оруденения в известковых апомагнезиальных скарнах (литологический контроль).

Учитывая широкое развитие процессов кварцево-полевошпатового метасоматоза (в том числе альбитизации), грейзенизации и пропилитизации при образовании в скарнах оловянного оруденения, мы считаем вполне правомерной возможностью выявления оловянного оруденения в микроклинизированных, альбитизированных, грейзенизированных, пропилитизированных породах района.

3. Приуроченность известковых скарнов и оловянного оруденения к тектонически ослабленным зонам в обрамлении куполов, особенно в широтных и субширотных их окончаниях, в пределах сохранившихся от эрозии провесов кровли интрузива гранитов рапакиви (структурно-тектонический фактор).

Для других типов оловянного оруденения, кроме скарнового, наиболее вероятной представляется их приуроченность к тектоническим нарушениям в породах ладожской серии, синкинематического комплекса гнейсо-гранитов и мигматитов, массива гранитов рапакиви, а также, возможно, в краевой части Карельского срединного массива.

4. Локализация богатого оловянного оруденения в крутопадающих или несколько подвернутых под купола гнейсо-гранитов залежах скарнов с проявленными в них процессами кварцево-полевошпатового метасоматоза и грейзенизации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных геологических исследований на территории Северного Приладожья были получены принципиально новые данные по геологии и рудоносности, позволяющие рассматривать краевую юго-восточную часть Балтийского щита как своеобразную перспективную рудную провинцию с оловянным, вольфрамовым и полиметаллическим оруденением. Основные выводы проведенных исследований сводятся к следующему:

1. Оловоносными в Северном Приладожье являются посторогенные граниты рапакиви. Абсолютный возраст их составляет (в млн лет): первой фазы — 1650, второй — 1530, третьей — 1450 и альбитизированных разностей их — 1422. Граниты характеризуются повышенным содержанием кремнезема, щелочей, с преобладанием K_2O над Na_2O , глинозема (для третьей фазы), фтора, рассеянного олова в породе и особенно в биотите (460—1000 г/т), а также пониженным содержанием кальция, магния и железа.

2. Оловянное оруденение генетически связано с интрузией гранитов рапакиви и образовалось после формирования гранитов третьей фазы. Олово в гранитах рапакиви, а следовательно, и в постмагматических растворах имеет «магматическое» происхождение.

3. Все известные оловорудные проявления и месторождения Северного Приладожья расположены в экзоконтактовой зоне гранитов рапакиви и в их непосредственном контакте. Оруденение, как правило, локализуется в известковых апомагнезиальных скарнах, приуроченных к тектонически ослабленным зонам в обрамлении куполов гнейсо-гранитов.

4. Вещественный состав оловянных руд и измененных околорудных пород скарновых месторождений Северного Приладожья характеризуется большим разнообразием. Образование известковых апомагнезиальных скарнов и оруденения было многостадийным. Оловянное оруденение сопровождалось кварцево-полевошпатовым метасоматозом, грейзенизацией и пропилитизацией скарнов. Формирование известковых скарнов и сопутствующего магнетитового оруденения (скарново-магнетитовая стадия) происходило в интервале 580—440° С, а последующего (наложенного) оловянного (касситерито-полевошпатовая стадия) и оловянно-полиметаллического (кварцево-сульфидная стадия) оруденения соответственно при 420—380° и 350—300° С.

5. Для оловоскарновых месторождений Северного Приладожья и других районов мира типично:

а) рудоносные граниты приурочены к зонам разрывных нарушений, секущих складчатые структуры, и характеризуются близостью петро-

химического состава, геохимической специализацией и широким проявлением аутометасоматоза в них;

б) последовательность во времени магнетитового, оловянного, редкометального и полиметаллического оруденения;

в) процесс скарно- и рудообразования прерывался во времени внедрением ультракислых и щелочных дериватов поздних фаз рудоносных интрузивных комплексов, с которыми и связано оловянное, редкометальное и полиметаллическое оруденение. Различие их заключается главным образом в возрасте оруденения, а также в некоторых геолого-структурных особенностях оловоскарновых залежей Северного Приладожья и отчасти в их минеральном составе.

6. Основными поисковыми критериями для оловянного оруденения скарнового типа в Северном Приладожье являются:

а) генетическая связь оруденения с третьей фазой гранитов рапакиви;

б) избирательная локализация оловянного оруденения в известковых апомагнезиальных скарнах;

в) приуроченность известковых скарнов и оловянного оруденения к тектонически ослабленным зонам в обрамлении куполов гнейсо-гранитов.

7. Перспективы оловоносности Северного Приладожья не могут определяться только известными скарноворудными месторождениями. Сходство геологического строения и особенностей проявления гранитоидного магматизма Северного Приладожья с другими древними оловоносными территориями позволяет положительно оценивать перспективы выявления в краевой юго-восточной части Балтийского щита кварцевого, грейзенового, альбитизированных гранитов и др. генетических типов оловянного и оловянно-вольфрамового оруденения в ассоциации с редкометальной минерализацией, а также древних прибрежных россыпей.

ЛИТЕРАТУРА

- Барсуков В. Л. К геохимии олова. — Геохимия, № 1, 1957.
- Барсуков В. Л., Курильчикова Г. Е. О формах переноса олова в гидротермальных растворах. — Геохимия, № 8, 1966.
- Беус А. А. Альбититовые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., изд. «Недра», 1968.
- Билибина Т. В. О петрологии приладожских рапакиви. — Бюлл. ВСЕГЕИ, № 2, 1960.
- Борнеман-Старынкевич Н. Д. Руководство по расчету формул минералов. М., изд. «Наука», 1964.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. — Геохимия, № 7, 1962.
- Геология олова. — Тр. ИГН АН СССР, вып. 82, 1947.
- Геология месторождений олова зарубежных стран. Ред. С. Ф. Лугов, М. П. Материков, М. Г. Руб. М., изд. «Недра», 1969.
- Демидов Н. Ф., Соколов В. А. К вопросу о соотношении «ятулийских» и «ладожских» образований в районе северного берега оз. Малое Янис-ярви. — Изв. Кар. и Кольск. ФАН СССР, № 3, 1958.
- Жариков В. А. Скарновые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., изд. «Недра», 1968.
- Иващенко А. Г. Майхуринское оловянно-вольфрамовое месторождение. — Советская геология, сб. 5, 1941.
- Кайряк А. И., Хазов Р. А. Иотнийские образования северо-восточного Приладожья. — Вест. ЛГУ, сер. геол. и геогр., вып. 2, № 12, 1967.
- Карпова Е. Д. и Иващенко А. Г. Скарны. — В кн.: Измененные околорудные породы и их поисковое значение. Л., 1954. (Тр. ВСЕГЕИ).
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд. АН СССР, 1953 и 1955.
- Коржинский Д. С. Режим кислотности послемагматических растворов. — Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1957.
- Коржинский Д. С. Теория процессов минералообразования. М., Изд. АН СССР, 1962.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии. М.—Л., Изд. АН СССР, 1963.
- Лугов С. Ф. Вопросы влияния ассимиляции на рудоносность оловоносных интрузий Чукотки. — Советская геология, № 10, 1958.
- Лугов С. Ф., Покровский С. Д., Бреслер С. М., Хазова В. И., Хазов Р. А. Геолого-структурные особенности южной части Балтийского щита и перспективы поисков оловянных и вольфрамовых руд. — Советская геология, № 4, 1969.
- Материков М. П. Особенности месторождений олова в районах развития карбонатных пород. — Советская геология, № 9, 1961.
- Материков М. П. Генетические группы и формации оловорудных месторождений. — Советская геология, № 11, 1964.
- Материков М. П., Маршук Н. К., Павловский А. Б. Оловоносность Средней Азии. — Тр. ВИМСА, вып. 13, 1964.
- Момджи Г. С. Химический состав пород как источник информации о процессах образования интрузивных массивов. — Советская геология, № 10, 1965.
- Никольский А. П. О генезисе оловоносной магмы. — Советская геология, № 4, 1941.
- Парк Ч. Ф., Мак-Дормид Р. А. Рудные месторождения. М., изд. «Мир», 1966.
- Перекалина Т. В. Постладожские гранитоиды Северного Приладожья. — Уч. зап. ЛГУ, № 312, сер. геол. наук, вып. 13, 1962.

- Предовский А. А., Петров В. П., Беляев О. А. Геохимия рудных элементов метаморфических серий докембрия (на примере Северного Приладожья). Л., изд. «Наука», 1965.
- Саранчина Г. М. Петрология Вилимякской интрузии и связанное с ней рудопроявление. — Изв. Кар.-Фин. н.-иссл. базы АН СССР, № 2, 1948.
- Свириденко Л. П. Фазы массива гранитов рапакиви района Салми и его структура. — Советская геология, № 10, 1965.
- Свириденко Л. П. Петрология Салминского массива гранитов рапакиви (в Карелии). — Тр. Инст. геол. Кар. ФАН СССР, вып. 3, 1968.
- Судовиков Н. Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 4, 1954.
- Судовиков Н. Г. Контактные породы Питкярантского рапакиви. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 11, 1960.
- Судовиков Н. Г. Метаморфогенное рудообразование. — Советская геология, № 1, 1965.
- Судовиков Н. Г. Проблема рапакиви и позднеорогенных интрузий. Л., изд. «Наука», 1967.
- Фурман Г. Минералогические замечания, собранные в Старой Финляндии в Сердобольском и Новой Финляндии в Куопиевском уездах. — Технол. журн., т. IX, ч. 4, 1812.
- Хазов Р. А. К вопросу о генезисе оловянно-полиметаллического оруденения Северного Приладожья. — В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии. Петрозаводск, 1966.
- Хазов Р. А. Новое проявление оловянного оруденения в Северном Приладожье (Кительское месторождение). — Советская геология, № 8, 1967.
- Хазов Р. А. Касситерито-полевошпатовая ассоциация на месторождении Кителя. — Геол. рудных месторождений, № 4, 1968.
- Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. Л., изд. «Недра», 1966.
- Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. М., Гостеолтехиздат, 1956.
- Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. М., Изд. АН СССР, 1955.
- Шабьнин Л. И. О магнезиально-скарновой рудной формации. — В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. СО и ИГЕМ АН СССР. М., изд. «Наука», 1966.
- Яковлева В. В. Основные закономерности развития и металлогении магматических формаций подвижных поясов свекофеннид в юго-восточной части Балтийского щита. — В кн.: Региональное петрографическое совещание по магматизму Балтийского щита. Тезисы докладов. Апатиты. 1968.
- Eskola P. A discussion of domes and granites and ores. — Bull. Comm. Geol. Finl., № 157, 1952.
- Palmunen M. K. Pitkäranta v. v. 1934—1938 suopitettujen vuoriteknillisten tutkimusten valossa. — Geol. Toimikunta, Geoteknil. julkasuja (Helsinki), № 44, 1939.
- Sahama T. G. On the chemistry of the East Fennoscandian Rapakivi Granites. — Bull. Comm. Geol., Finland, No. 136, 1945.
- Tuttle O. F., Bowen N. L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{Na Al Si}_3\text{O}_8\text{—KAlSi}_3\text{O}_8\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$ — Geol. Soc. Amer. Men., v. 74, 1958.
- Törnebohm A. E. Om Pitkäranta malmfält och dess omgifningar. — Geol. Fören. Förh., Bd. XIII, 1891.
- Trüstedt O. Die Erzlagerstätte von Pitkäranta am Ladoga-See. — Bull. Comm. Geol. Finl., No. 19, 1907.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	3
Состояние геологической изученности района	4
Основные черты геологического строения и металлоносности	6
Геологическое строение	6
Металлоносность	12
Геолого-геохимические особенности гранитоидов	14
Гранитоиды Карельского массива	14
Синкинематический комплекс гранитоидов	15
Позднеорогенные гранитоиды	23
Посторогенные оловоносные граниты рапакиви	24
Геологическая характеристика оловорудных проявлений и некоторые закономерности размещения оруденения	35
Кительское месторождение	35
Питкярантское рудное поле	40
Связь оловянного оруденения с гранитоидами и его возраст	43
Геолого-структурные особенности локализации и размещения оловянного оруденения	47
Глубина распространения оруденения	48
Вещественный состав руд, минеральные комплексы и условия их образования	49
Минералогия оловоносных скарнов на примере Кительского месторождения	49
Температурные условия образования главных минералов Кительского и Питкярантского месторождений по данным декрепитации	64
Минеральные комплексы и стадии минералообразования	66
Некоторые соображения о развитии процессов скарно- и рудообразования	68
Об источниках олова при формировании оловянного оруденения	73
Черты сходства и отличия оловянного оруденения Северного Приладожья с некоторыми однотипными проявлениями других районов	76
Перспективы оловянного оруденения и поисковые критерии	80
Заключение	83
Литература	85